

О. А. МЕЛЬНИКОВ, М. А. ЗАХАРОВА

Кайнозойские осадочные и вулканогенно- осадочные формации Сахалина

МЛН ЛЕТ

10

20

30

40

50



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Сахалинский комплексный
научно-исследовательский институт

О. А. МЕЛЬНИКОВ, М. А. ЗАХАРОВА

2236

Кайнозойские осадочные и вулканогенно- осадочные формации Сахалина



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина.
Мельников О.А., Захарова М.А. М., "Наука", 1977 г., 244 с.

На основе анализа состава и строения основных (опорных) разрезов кайнозойских отложений Сахалина выделены характерные структурно-вещественные ассоциации горных пород в качестве эталонов элементарных формаций и с их помощью 16 формаций, объединяемых в три мегаформации. Дается подробное описание выделенных формаций: эталон, объем, распространение, взаимоотношение, возраст, вещественный состав, палеогеографические и палеотектонические условия образования, полезные ископаемые (установленные и вероятные). Описание сопровождается картами формаций, схемами их взаимоотношений, таблицами петрографического и химического составов горных пород. Обсуждаются основные особенности кайнозойского литогенеза на Сахалине, приводятся карта и схема формационно-тектонического районирования.

Табл. 33. Ил. 49. Библ. 106 назв.

Ответственный редактор
К.Ф. СЕРГЕЕВ

Сахалин с его особенностями положения (зона перехода между материком и океаном, система островных дуг) и геологического строения (широкое развитие мезозойско-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований с углем и нефтью), а также в связи со сравнительно высокой степенью геолого-геофизической изученности является несомненно важным и интересным объектом для применения формационного анализа.

Формационному анализу подвергнуты наиболее полно и примерно одинаково изученные кайнозойские отложения Сахалина. Методически работа состояла из следующих операций:

1) выбор нескольких (10–12) наиболее полных (опорных) разрезов, более или менее равномерно характеризующих рассматриваемый регион;

2) тщательное, по возможности послойное, описание опорных разрезов по обнажениям или по скважинам с отбором образцов для минералого-петрографического изучения, геохимического, спектрального, термического и других анализов;

3) выделение по опорным разрезам устойчивых ассоциаций (естественных парагенезов) горных пород в качестве эталонов формаций;

4) выделение геологических тел — формаций, определение их формы и размеров (корреляция разрезов по эталонам формаций);

5) характеристика формаций, включающая описание: а) эталона, объема, распространения, взаимоотношения и возраста формации; б) вещественного состава формации; в) условий формирования формации — палеогеографических и палеотектонических; г) полезных ископаемых, связанных с формацией, установленных и вероятных.

В качестве опорных разрезов были выбраны разрезы по рекам — Чкалова, Томаринка, Парусная, Августовка, Онорка, Даги, разрез по западному побережью п-ова Шмидта и сводные разрезы по скважинам на площадях Оха, Эхаби, Музьма и Катангли.

При характеристике вещественного состава формаций использованы результаты ряда анализов. Макроскопическое описание и изучение пород в шлифах (600 образцов) позволили охарактеризовать структуры и текстуры пород, состав и тип цемента, оценить (с помощью интеграционного столика) соотношение породообразующих компонентов. Данные одновременно проводимого гранулометрического анализа рыхлых и диспергируемых в воде пород (методика А.И. Собанина) использовались для

определения литотипов пород, построения гистограмм и кумулятивных кривых, по которым вычислялись средний (медианный) размер зерен (Md) и коэффициент сортировки (So) по шкале Траска.

Для выяснения минералогического состава терригенной части пород было изучено иммерсионным методом около 200 образцов тяжелых фракций (0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм). Учитывались и данные предшественников (Иваньшина, 1963; Жидкова, Тодоровская, 1963).

Для диагностики глинистых минералов проводилось окрашивание глин органическими красителями (методика Н.Е. Веденеевой и М.Ф. Викуловой, 1956), изучение иммерсионных препаратов ориентированных частиц меньше 0,001 мм (методика М.Ф. Викуловой, 1952), рентгеноструктурный (15 образцов) и термический (40 образцов) анализы (С.И. Берхин и И.Д. Виталь – ГИН АН СССР, Л.Н. Шустов – СахКНИИ), химический анализ (25 образцов, лаборатория физико-химических методов СахКНИИ).

Для определения карбонатности и содержания фосфора проводилось массовое опробование пород раствором молибденовокислого аммония в азотной кислоте (методика Б.М. Гиммельфарба, 1954) и выборочный химический анализ в лаборатории физико-химических методов СахКНИИ. Подвергались породы и выборочному спектральному анализу.

Работа над рукописью распределялась следующим образом. Главы II и V, введение и заключение написаны О.А. Мельниковым, главы I, III и IV – совместно О.А. Мельниковым и М.А. Захаровой.

При характеристике отдельных формаций в работе частично использованы материалы, собранные сотрудниками СахКНИИ В.Ф. Ероховым, В.Н. Занюковым, А.Я. Ильевым, С.М. Сапрыгиным, Л.И. Таракановой, В.Н. Шиловым. В сборе и первичной обработке материалов активное участие принимали В.А. Воронова и О.А. Сандрыкина. В процессе работы над рукописью учтены многие советы, высказанные Ю.А. Косыгиным, К.Ф. Сергеевым, Л.М. Парфеновым, Н.Г. Бродской, В.И. Федорченко и др. Авторы выражают искреннюю признательность всем товарищам, имеющим прямое или косвенное отношение к предлагаемой работе.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ
КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ САХАЛИНА

Стратиграфия и палеонтология. Основы стратиграфического расчленения кайнозойских отложений северной половины Сахалина разработаны Э.Э. Анертом, Н.Н. Тихоновичем, П.И. Полевым, А.Н. Криштофовичем, Б.М. Штемпелем, Н.Б. Плешаковым, И.П. Хоменко, Ф.Г. Лаутеншлегером и др. Аналогичные работы для южной половины острова выполнены японскими геологами, материалы которых обобщены Уватако Кунио. Выработанные в результате схемы стратиграфии кайнозойских отложений по отдельным районам Сахалина в дальнейшем видоизменялись, уточнялись и совершенствовались, что нашло отражение в работах Е.М. Смехова, С.Н. Алексейчика, И.И. Ратновского, Л.В. Криштофович, А.П. Ильиной, И.Н. Кузиной, Л.С. Жидковой и др.

В 1959 г. в г. Охе на специальном межведомственном стратиграфическом совещании была предпринята попытка выработать единую унифицированную схему стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина на основе предложенных Л.В. Криштофович биостратиграфических ярусов местного значения. Однако отсутствие четких критериев ярусного расчленения разрезов, слабое фаунистическое (особенно руководящими видами) обоснование ярусов, дискуссионность датировок так и не привели к общепринятому использованию претендовавшей на унифицированность схемы 1959 г. Нельзя не признать, что использование одного биостратиграфического метода пока, к сожалению, не позволило решить проблему унификации стратиграфии кайнозойских отложений Сахалина с необходимой дробностью и достоверностью.

Наряду с биостратиграфическим методом для общей увязки разрезов кайнозойских отложений по всему острову отдельные исследователи (С.Н. Алексейчик, И.И. Ратновский, О.А. Мельников) используют ритмо-стратиграфический метод, заключающийся в выделении в отложениях единичных ритмов или циклов. Однако сложная многопорядковая цикличность, неоднозначность в понимании отдельных ритмов или циклов привели к существенно различному числу выделяемых в палеогеновых и неогеновых отложениях Сахалина циклов и несовместимости построенных по этому принципу схем стратиграфии как по всему Сахалину в целом, так и по отдельным его районам.

В последнее время наметился несколько иной, формационный, подход (О.А. Мельников, Л.С. Маргулис) к представлению сводного стратиграфического разреза кайнозойских отложений Сахалина, заключающийся в

выделении и корреляции одинаковых по вещественному (литолого-петрографическому) составу комплексов пород (геологических тел или формаций) существенно различающихся по возрасту в различных районах Сахалина. Есть основание надеяться, что формационный подход к выработке единой унифицированной стратиграфической схемы Сахалина окажется наиболее объективным и плодотворным, в нем найдут соответствующее место и другие методы стратиграфии, в частности биостратиграфической и ритмостратиграфической.

Литология, петрография, минералогия, палеогеография. Литолого-петрографическое и минералогическое изучение кайнозойских отложений проводилось, как правило, попутно или совместно с другими работами: съемочными, стратиграфическими, по оценке перспектив на различные виды полезных ископаемых, особенно на нефть, газ и уголь. Результаты исследований нашли отражение в опубликованных работах Е.М. Смехова (1953), С.Н. Алексейчика (1959), В.Д. Козырева с соавторами (1960), Б.А. Сальникова с соавторами (История палеогенового угленакопления. . . , 1963; История неогенового угленакопления. . . , 1963). Для большинства районов Сахалина в кайнозойских отложениях выделены основные литотипы и литолого-петрографические комплексы; предприняты попытки (Л.А. Зиндель, В.Н. Тодоровская, В.Н. Киркинская и др.) выделить минералогические толщи, зоны и подзоны; положено начало специальному изучению некоторых пород и минералов: фосфатизированных и карбонатных пород (Н.Г. Бродская), бентонитов (З.А. Чернышевская, М.А. Захарова), пирокластических и вулканогенно-осадочных пород (В.Н. Шилов, В.Ф. Ерохов, В.И. Головинский), диатомитов (Т.И. Анодин, В.И. Шишкина), глинистых минералов (Л.П. Иваньшина, М.А. Захарова); находят применение методы фациального и формационного анализов (Б.А. Сальников, Н.Г. Бродская, О.И. Бент и др.).

Однако степень изученности вещественного состава и условий образования кайнозойских отложений Сахалина оставляет желать много лучшего. Недостаточно изучены большинство литотипов кайнозойских пород, минералогический состав алеврито-псаммитовой и пелитовой фракций терригенных пород. Выделенные различными исследователями минералогические толщи, зоны и подзоны зачастую не совпадают друг с другом.

Слабо изучены глинистые минералы, минеральные новообразования и вторичные изменения в породах, типоморфные особенности минералов. Не подсчитывались такие гранулометрические коэффициенты, как средний (медианный) размер зерен, коэффициент сортировки и т.д.

Тектоника и магматизм. Начиная с работ Н.Н. Тихоновича и П.И. Полевого, Сахалин относят к молодым (альпийским или кайнозойским) складчатым сооружениям, входящим в систему островных дуг (современная геосинклинальная область), осложняющих западную часть одной из самых крупных планетарных структур — Тихоокеанского подвижного пояса или кольца. Установленная в результате изучения особенностей геологического строения отдельных районов Сахалина сложность его общей структуры привела к необходимости тектонического районирования острова. В течение последних 20 лет было предложено не менее 20 схем тектонического районирования Сахалина, различающихся не только чис-

лом или конфигурацией границ выделенных тектонических районов, но даже общими принципами районирования.

В зависимости от определяющего принципа все известные в настоящее время схемы тектонического районирования Сахалина подразделяются на несколько более или менее самостоятельных групп: 1) без ясно выраженного определяющего принципа (Смехов, 1953); 2) по нефтегенетическому принципу (Гнедин, 1955); 3) по типу складчатости (Русаков, 1963); 4) по структурно-фациальному (Зытнер и др., 1964) или структурно-формационному (Рождественский, 1966) принципу; 5) по характеру сейсмичности (Дибров, 1957; Ферчев, 1960; Рудич, 1960; Соловьев, 1967); 6) по магматизму (Капица, 1960); 7) по кинематическому принципу (История палеогенового угленакопления. . . , 1963); 8) по структурно-историческому принципу (Соловьев, 1958; Мельников, 1962; Рудич, 1962); 9) по структурному принципу с выделением гомогенных (Алексейчик и др., 1954; Алексейчик и др., 1963; Капица, 1963а,б; Милашин, 1960а,б; Кропоткин, 1954; Онихимовский, 1960; Мельников, 1962, 1967, 1968а, 1970; Лившиц, 1963) и гетерогенных структур (Пушаровский, 1964; Русаков и др., 1967); 10) по геоморфологическому или неотектоническому принципу.

Есть все основания ожидать появления новых схем тектонического районирования Сахалина как по большинству только что перечисленных принципов, так и по совершенно новым, в частности по формационному принципу или по особенностям строения земной коры и т.д. При очевидной правомерности всех этих принципов районирования, их некоторой самостоятельности и целесообразности понятной кажется проявляющаяся в последнее время у ряда исследователей тенденция к выбору наиболее общего или главного (основного) принципа районирования и составлению по этому принципу более или менее общепринятой (единой) схемы тектонического районирования Сахалина.

Чрезвычайно дискуссионны (нередко до взаимного исключения) и многие другие вопросы тектоники и истории геологического развития Сахалина в понимании различных исследователей. Так, весьма разноречивы представления об основных этапах и особенностях формирования современной структуры острова. Одни представляют его как длительный и сложный процесс чередования относительно спокойных этапов и этапов резкого усиления проявления различного рода тектонических движений, выделяя эти последние этапы в качестве фаз складчатости (И.Б. Плешаков) или эпох диастрофизма (А.А. Капица). Существенно различны число и характер выделяемых этапов такого рода.

Другие ставят под сомнение резкое усиление тектонических движений и относительную эпизодичность их проявления во время активных этапов (фаз складчатости) по сравнению с более спокойными этапами, считая, что структура острова формировалась более или менее постепенно, непрерывно и без резких скачков в процессе своего становления и развития. При этом основная роль отводится так называемой конседиментационной складчатости.

В настоящее время наметилось стремление уточнить понятие "фаза тектогенеза", поставив ее в прямую зависимость от типов и интенсивности

тектонических движений применительно к истории формирования структуры Сахалина (Мельников, 1970).

Резко различаются взгляды исследователей и на формы проявления тектонических движений на Сахалине. Одни считают преобладающими в структуре острова складчатые формы, другие отдают предпочтение разрывным.

Нет однозначности в представлениях о месте Сахалина в системе складчатых сооружений Тихоокеанского кольца, роли и соотношении альпийской (кайнозойской) и мезозойской складчатостей, завершенности или незавершенности геосинклинального развития острова, связи магматизма с тектоникой и т.д.

Сравнительно малораспространенным на Сахалине магматическим образованиям посвящены работы В.М. Дервиз, Ц. Яги, А.А. Капицы, В.Н. Шилова, И.Г. Гринберга, В.Ф. Ерохова, В.Б. Сергеевой, Ю.К. Гуменного, С.Д. Гальцева-Безюка, В.И. Нарыжного.

Эффузивный магматизм, выразившийся в образовании грубообломочных вулканогенных или вулканогенно-осадочных толщ, сравнительно подробно рассматривался В.Н. Шиловым (1957а,б,в, 1958а,б) и В.Ф. Ероховым. Для кайнозойского времени Сахалина ими выделены и охарактеризованы три этапа вулканизма: раннемиоценовый, среднемиоценовый и миоцен-плиоценовый. Более древние этапы изучены значительно хуже. В общем процессе кайнозойского осадконакопления на Сахалине вулканизм играл подчиненную (осложняющую) роль, в связи с чем вулканогенные толщи в сводном стратиграфическом разрезе рассматриваются как соподчиненные внутри нормально-осадочных литолого-стратиграфических комплексов (В.Н. Шилов, О.А. Мельников).

Интрузивные образования Сахалина в зависимости от состава и возраста подразделяются на несколько формаций (С.Д. Гальцев-Безюк) или комплексов (В.И. Нарыжный) — четыре для кайнозойского этапа развития: а) комплекс пород ультраосновного и основного состава с возрастом не древнее позднего мела; б) комплекс гранитоидов с возрастом не моложе раннего миоцена; в) среднемиоценовый комплекс пород основного и среднего состава и г) комплекс пород субщелочного состава с возрастом не древнее позднего миоцена.

В последнее время намечается тенденция увязать эффузивный и интрузивный магматизм Сахалина как между собой — с выделением вулканоплутонических формаций, так и с этапами активизации тектонических движений — с выделением тектоно-магматических циклов (Мельников, 1970).

Полезные ископаемые. Общеизвестно богатство кайнозойских отложений Сахалина каменным углем и газом. Большинство месторождений каменного угля, в том числе и эксплуатируемых, связано с двумя угленосными толщами: нижнедуйской и верхнедуйской свитами, развитыми преимущественно в южной части Сахалина. В настоящее время можно смело считать, что Сахалин на многие десятки лет обеспечен своим собственным каменным углем.

Промышленные месторождения нефти и газа на Сахалине установлены пока лишь в северо-восточной части острова, где они связаны по существу с одной лишь продуктивной толщей — окобыкайской свитой позднего мио-

ценового возраста. Однако, несмотря на общепринятую относительно высокую перспективность на нефть и газ большей части разреза кайнозойских отложений почти на всей без исключения территории Сахалина, усиленно проводимые поисково-разведочные работы пока не привели к открытию промышленных месторождений нефти и газа в других, кроме северного Сахалина, районах острова. В создавшейся обстановке кажутся очевидными три основных направления в увеличении добычи и запасов нефти и газа на Сахалине: а) увеличение добычи на открытых месторождениях, б) поиски новых месторождений в непосредственной близости от открытых и разрабатываемых месторождений, в) поиски и разведка месторождений в других районах со сходными (с промышленно-нефтегазоносными районами) геолого-структурными особенностями, в частности на южном Сахалине. В последнем случае явно необходима наиболее объективная оценка геологических особенностей с целью выбора наиболее правильного направления поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Сахалин заслуживает внимания с точки зрения поисков и других полезных ископаемых, например ртути, германия, агро-руд, стройматериалов и т.д. Оценка перспектив на полезные ископаемые требует исчерпывающе полных сведений о вещественном составе, строении, распространении и происхождении тех образований, с которыми, наиболее вероятно, связаны те или иные виды полезных ископаемых. В этом последнем формационный анализ может оказаться наиболее важным и многообещающим.

О ПРИНЦИПАХ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА

Формационный анализ, основы которого были разработаны Ф.Ю. Левинсон-Лессингом, Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым, М.А. Усовым, Н.Б. Вассоевичем, Г.А. Ивановым, Б.М. Келлером, Ю.А. Кузнецовым, Г.Ф. Крашенинниковым, В.И. Поповым, Л.Б. Рухиным, Н.М. Страховым, В.Е. Хаиным, И.В. Хворовой, Ю.А. Косыгиным, А.Л. Яншиным и многими другими, получил в последнее время широкое применение.

Однако ряд вопросов формационного анализа остается не решенным, зачастую остро дискуссионным. Наиболее спорными являются, пожалуй, вопросы выбора определяющего принципа (или принципов) выделения формаций, их систематики, иерархии и наименования. На проведенном в 1968 г. в Ленинграде совещании по геологическим формациям были отмечены по крайней мере три основных направления в развитии учения о формациях: парагенетическое (формации как "естественные парагенезисы горных пород"), палеогеографическое (фациальное) и геотектоническое (стадийно-зональное), а также резкая неоднозначность понятия "геологическая формация", разнообразный и произвольный подход при выборе определяющих формации признаков, многообразии предложенных классификационных схем формаций и т.д.

Не вдаваясь в подробное изложение всех этих дискуссионных вопросов, укажем, что во многом это объясняется непомерно широким содержанием используемого понятия "геологическая формация" и неоднозначным, произвольным выбором определяющих формацию признаков из бесконечного числа свойств и особенностей, характеризующих геологические тела или процессы. Выбор определяющих формацию признаков является субъективным и находится в прямой зависимости от цели исследования. Цель исследования, важность роли которой в формационном анализе совершенно справедливо подчеркивают Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов (1968), по существу и определяет конкретное содержание формационного анализа, понятие "геологическая формация", классификацию формаций и т.д.

Целью наших исследований на Сахалине, помимо конкретной задачи — выделение формаций и их характеристика, являлось выяснение форм и состава участвующих в строении острова геологических тел (и связанных с ними полезных ископаемых) на уровне составляющих их горных пород. Речь, таким образом, идет о телах как комплексах, сообществах, ассоциациях или сонахождениях горных пород, точнее, сообществ

вах элементарных форм существования горных пород — слоев — в случае стратифицированных пород.

Итак, если под формацией (исходя из общей цели исследования) понимать ассоциацию (сонахождение) слоев горных пород, то для ее выделения вполне достаточно знать лишь два признака: вещественный (литологический) состав или набор пород и их взаимоотношение или структуру. Поскольку оба эти признака объективны, не зависимы или почти не зависимы от исследователя, объективной (несмотря на субъективность цели исследования) является и сама формация как часть геологического пространства, характеризующаяся некоторым постоянством какого-либо одного или нескольких признаков.

Выбранные в качестве определяющих формацию признаки обуславливают не только понятие "формация", но и наименование, классификацию, таксономию, размеры и границы формаций. Прежде всего о наименованиях формаций. Очевидно, в наименование формаций обязательно включение обоих определяющих формацию признаков: вещественного (литологического) состава или основного (преобладающего) набора пород (песчано-глинистая или песчано-конгломератная формация, формация кремнистых алевролитов и аргиллитов и т.д.) и особенностей их строения или структуры (тонкослоистая, флишоидная, крупноритмичное переслаивание, отсутствие слоистости).

Кроме того, для отдельных конкретных формаций в наименование, видимо, следует иногда включать и такие особенности, которые хотя и не относятся к ведущему (преобладающему) составу (набору) пород, входящих в формацию, или их структуре, но позволяют по одному упоминанию в наименовании легко и однозначно выделять и представлять эти формации. Например, наличие прослоев углей или лигнитов, имеющих очень незначительную долю в составе угленосных или лигнитоносных формаций.

По вопросу о таксономии или иерархии формаций общепризнанным считается существование формаций разного ранга. Отдельные исследователи, помимо формаций, выделяют в качестве более мелких тел субформации (Л.Б. Рухин), подформации (Н.П. Херасков) или градации (И.В. Хворова), а в качестве более крупных тел — надформации (Н.П. Херасков), мега- или макроформации, формационные группы, геологические комплексы, формационные ряды. По всей видимости, в общем случае при выделении формационной единицы более крупного ранга следует исходить их представления ее как ассоциации (сообщества) формационных единиц соседнего с ней более мелкого ранга, соблюдая при этом правила, аналогичные правилам выделения (состав и структура) элементарной формации. Таким образом, таксономию формаций определяют прежде всего размеры, объем и границы элементарной формации.

С некоторыми, весьма существенными оговорками, о которых речь пойдет ниже, под элементарной формацией понимается геологическое тело, соизмеримое в вертикальном разрезе с литологически однородной свитой или подсвитой стратиграфической шкалы. Однако даже такое совпадение формационных и стратиграфических единиц следует считать не

более чем частным случаем в связи с существенным различием признаков, по которым эти единицы выделяются.

В отличие от свит или подсвит, в которых весьма значительны изменения состава как по разрезу, так и по площади, объем и границы элементарной формации определяются исключительно постоянством состава и строения на всей территории своего развития.

В отличие от свит и подсвит, возраст которых считается более или менее синхронным (или даже строго синхронным) в пределах их распространения, возраст формаций как в целом, так и в отношении ограничивающих их поверхностей является асинхронным, причем степень асинхронности может быть существенно разной для различных формаций.

В отличие от свит и подсвит, объем и границы которых зачастую определяются распространением характерных для них остатков фауны (руководящий комплекс фауны), объем и границы формаций совершенно не зависят от характера распространения в них остатков фауны.

Итак, формация — это геологическое тело существенно иного рода, иных границ, размеров и объема, чем свита, подсвита или какая-либо другая единица стратиграфического разреза. Формация может включать часть свиты (подсвиты) или несколько свит (подсвит) и лишь в частном случае строго совпадать с элементарной единицей стратиграфического разреза. По площади распространения формации, как правило, более крупные (региональные) геологические тела, чем свиты (подсвиты), что связано с независимостью формаций от строгих рамок синхронности единиц стратиграфической шкалы.

В соответствии с упомянутой выше целью исследования и приведенным понятием элементарной геологической формации нами на основе анализа основных (опорных) разрезов кайнозойских отложений Сахалина были выделены эталоны элементарных формаций, а с их помощью — сами формации (табл. 1), для которых ниже приводится возможно полная характеристика вещественного состава и строения, обосновывающая их выделение и самостоятельность. Наряду с выделением элементарных формаций предпринята попытка объединения их в формационные единицы более крупного ранга (формационные ряды или мегаформации) по тому же структурно-вещественному принципу, что и при выделении элементарных формаций.

Представленная схема формаций кайнозойских отложений Сахалина отличается от предложенных ранее формационных схем Н.Г. Бродской и М.А. Захаровой (1960), Б.А. Сальникова (1961), Е.М. Рудича (1962), Н.Г. Бродской (1963), М.А. Захаровой с соавторами (1969) и О.И. Бента (1969) строгой выдержанностью принципа построения не только при выделении элементарных, но и более крупных формаций (мегаформаций). К сожалению, в большинстве ранее предложенных схем такая выдержанность принципа выделения отсутствует. Так, из трех выделенных Н.Г. Бродской (1963) формаций (в нашем понимании мегаформаций): базальной, вулканогенно-осадочной и молассовой — первая выделена по положению в разрезе, вторая — по генезису, а третья — по парагенетическому или близкому к нему принципу.

Таблица 1

Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина

Мегаформация	Южный Сахалин		Северный Сахалин	
	Элементарная формация	Индекс	Элементарная формация	Индекс
Молассовая	Верхняя вулканомиктовая (дацит-базальтовая)			ВВ
	Неяснослоистая лигнит-конгломерато-песчаная			ЛКП
	?		Крупнофлишеиднослоистая песчано-глинистая	ПГ
	Твердых кремнистых и диатомовых алевролитов			КДА
	?		Верхняя крупноритмичная алевропито-песчаниковая	ВАП
	Верхняя крупноритмослоистая угленосно-песчано-глинистая			ВУПГ
Эффузивно-кремнистая	Средняя вулканомиктовая (андезит-базальтовая)			СВ
	Крупнофлишеидно переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов	ААП	Нижняя крупноритмичная алевропито-песчаниковая	НАП
	-		Тонкослоистых глинистых алевролитов и аргиллитов	ГАА
	Тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов			КАА
	Нижняя вулканомиктовая (дацит-андезитовая)			НВ
Песчано-глинистая	Слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов			ПАА
	Крупнофлишеиднослоистая алевропито-песчаниковая	АП	?	
	Нижняя крупноритмослоистая угленосно-песчано-глинистая			НУПГ
	Крупноритмослоистая песчано-конгломератная			ПК

В схеме Б.А. Сальникова (1961) одни формации выделены по генетическому принципу (морская терригенная формация), другие — по содержанию какой-либо отдельной породы (угленосная формация), третьи по характеру переслаивания (флишеподобная формация) и т.д. Аналогичные недостатки отмечаются и во всех других схемах формационного расчленения отложений Сахалина.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ
ФОРМАЦИЙ САХАЛИНА****ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ МЕГАФОРМАЦИЯ**

Формационная единица такого ранга и наименования существенно отличаются от аналогичных формаций, предлагавшихся ранее для геосинклинальных или складчатых областей, в том числе и от известняковой геосинклинальной (внешние и передовые прогибы) или флишевой (внутренние и межгорные прогибы) формаций, по классификации литологических формаций В.Е. Хаина (1964). Это отличие объясняется не только и не столько своеобразием выбранных нами принципов выделения, сколько, по всей видимости, некоторой специфичностью геосинклинального развития Сахалина, а именно превалирующим влиянием терригенного фактора в осадкообразовании во вторую стадию геотектонического цикла, в связи с чем характерная для внешних или краевых прогибов известняковая геосинклинальная формация замещается песчано-глинистой.

В составе песчано-глинистой мегаформации Сахалина выделяются крупноритмослоистая песчано-конгломератная (ПК), нижняя крупноритмослоистая угленосно-песчано-глинистая (НУПГ), крупнофлишеиднослоистая алевролитопесчаниковая (АП) формации и формация слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ПАА).

КРУПНОРИТМОСЛОИСТАЯ ПЕСЧАНО-КОНГЛОМЕРАТНАЯ (ПК) ФОРМАЦИЯ**Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст**

Под ПК формацией нами понимается однообразная по строению (крупноритмичное переслаивание) толща (геологическое тело), состоящая в основном из песчаников и конгломератов, чаще всего с преобладанием последних. На рис. 1 (см. вкл.) приведен эталон этой формации, представляющий синтез ее формационных признаков, полученных при анализе многочисленных конкретных разрезов формации. Наиболее близким к эталону является разрез конгломератной (каменской) свиты или подсвиты Лесогорского района.

ПК формация сложена в основном конгломератами и гравелитами, составляющими, как правило, не менее 50% разреза. Песчаники имеют несколько меньшее, а алевролиты и аргиллиты (иногда с тонкими линзо-

видными прослоями каменного угля и углистых сланцев) — резко подчиненное значение.

Формация отличается сравнительно отчетливым крупноритмичным строением (История палеогенового угленакопления..., 1963; Мельников, 1970). Относительно полный из отмечаемых в составе формации ритмов (или циклов) начинается, как правило, разногалечными конгломератами, наиболее грубыми (вплоть до крупновалунных) в основании ритма, которые вверх по разрезу постепенно переходят в менее грубые разности до гравелитов включительно. Последние сменяются песчаниками, сначала грубозернистыми, переходящими вверх по разрезу в мелкозернистые. Выше появляются алевролиты и даже аргиллиты, в отдельных случаях с тонкими прослоями угля и углистых сланцев. Еще выше, зачастую с неровным членистым контактом, указывающим на размыв, залегает грубозернистые образования (чаще всего конгломераты), отвечающие началу нового ритма.

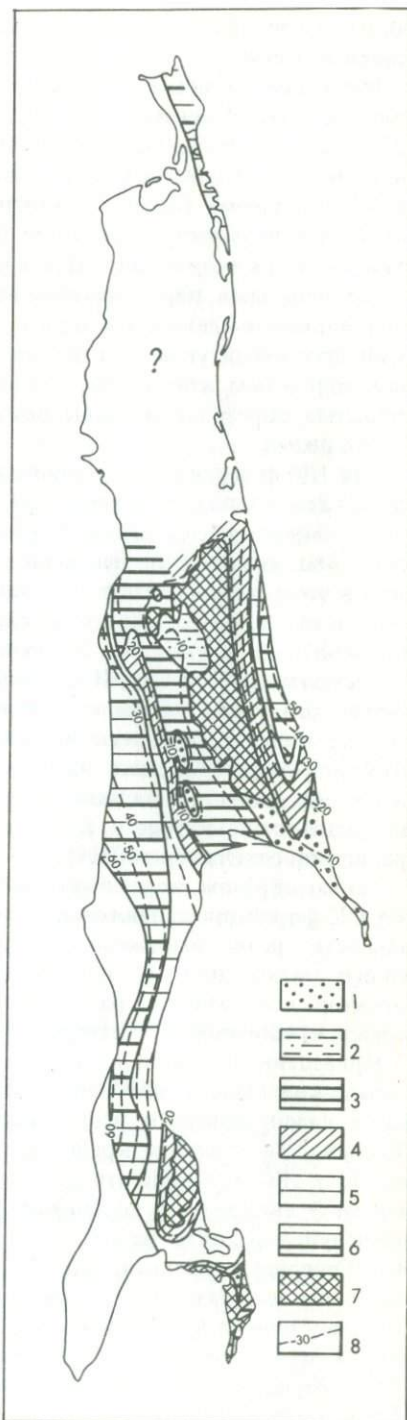
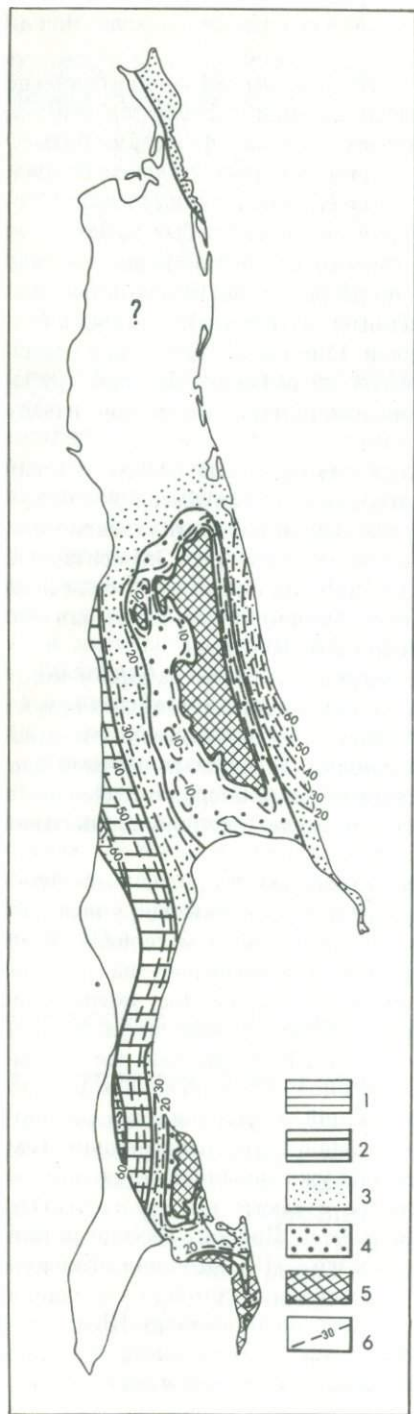
Для ПК формации характерны в основном неполные ритмы, в которых по тем или иным причинам (не отлагались или уничтожены последующим размывом) отсутствуют верхние тонкозернистые части: алевролиты, аргиллиты, угли и углистые сланцы, а иногда и песчаники. Элементарный ритм в этом случае состоит, как правило, лишь из конгломератов, гравелитов и иногда песчаников в верхней части. Мощность элементарных ритмов, варьируя от 1 до 30 м, составляет в среднем 10–15 м.

Элементарные ритмы ПК формации, в зависимости от набора и количественного соотношения участвующих в них пород, нередко образуют хорошо выдерживающиеся по простиранию (грубообломочные и относительно тонкозернистые) пачки, обладающие некоторыми чертами элементарных ритмов: постепенным уменьшением размеров обломочного материала от подошвы к кровле пачек: резкими неровно-волнистыми границами, отделяющими пачки.

Таким образом, характерными (формационными) признаками строения ПК формации являются следующие: четкая правильная крупная ритмичность; резко выраженная по размеру обломочного материала смена одного ритма другим; неровно-волнистый, указывающий на размыв, характер поверхности, разделяющей ритмы; постепенное уменьшение размеров обломочного материала вверх по разрезу; неполнота ритмов.

Приведенный эталон позволяет отнести к ПК формации все грубые песчано-конгломератные образования, отчетливо выделяющиеся в основании палеогеновых и неогеновых отложений в большинстве районов Сахалина. На западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (см. рис. 1) к ПК формации относятся отложения уже упоминавшейся конгломератной свиты (или подсвиты) на севере и самые нижние горизонты нижнедуйской свиты на юге острова (перешеек Поясок, бассейн р. Найбы). Севернее г. Александровска-Сахалинского к ПК формации относятся самые нижние (базальные) горизонты верхнедуйской свиты.

На восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория ПК формация включает нижние (базальные) горизонты гаселловской (Кузина, 1961; Жидкова, 1961 а,б; Жидкова, Кузина, 1961) или такарадайской (Мельников, 1970) свит.



В пределах Тымь-Поронайского и Южно-Сахалинского синклиналиев, Восточно-Сахалинского и Сусунайско-Анивского антиклиналий к рассматриваемой формации относятся песчано-конгломератные образования, развитые в основании третичного разреза и принадлежащие различным свитам и подсвитам преимущественно неогена, от холмской до маруямской свит включительно. На восточном крыле Восточно-Сахалинского антиклинория ПК формации соответствуют грубые базальные горизонты третичного разреза, выделяемые в люкаминскую свиту.

Песчано-конгломератная формация несомненно развита и в северных районах острова. Следы ее фиксируются в ряде глубоких разведочных скважин (месторождения Катангли, Оха) прослоями конгломератов в базальных горизонтах выделяемой здесь в основании третичного разреза мацигарской свиты. Аналогичного рода образования наблюдаются в основании мацигарской свиты и в некоторых районах п-ова Шмидта. Таким образом, песчано-конгломератная формация характеризуется широким (региональным) распространением на Сахалине.

Резко различен характер взаимоотношения ПК формации с подстилающими и перекрывающими формациями. Анализ имеющихся данных о характере контакта ПК формации с подстилающими отложениями дал возможность выделить в пределах Сахалина три категории районов (рис. 2).

1. Районы предположительно согласного (с постепенным переходом) залегания ПК формации на образованиях аспидной (позднемеловой) мегаформации (сравнительно небольшие участки развития ПК формации в Углегорском и Томари-Чеховском районах, где предполагается (Калишевич, Посыльный, 1958; Мельников, 1970; и др.) непрерывность в осадконакоплении в конце мела — начале палеогена).

2. Районы структурно-согласного (без угловых и азимутальных несогласий, но с разрывом и перерывом) залегания отложений ПК формации на образованиях аспидной мегаформации (почти вся территория западного крыла и отдельные участки восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория).

3. Районы структурно-несогласного (а — незначительного; б — резкого, с угловыми и азимутальными несогласиями, с отчетливым разрывом и большим стратиграфическим перерывом) залегания ПК формации на

Р и с. 2. Схема взаимоотношения ПК формации с подстилающими образованиями

Районы залегания ПК формации на аспидной мегаформации: 1 — предположительно согласного (постепенный переход), 2 — несогласного (разрыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых несогласий), 3 — со стратиграфическим и структурным несогласием; 4 — районы с резким угловым и азимутальным несогласием залегания ПК формации на мезозойско-палеозойском складчатом основании; 5 — районы выходов на поверхность мезозойско-палеозойского складчатого основания; 6 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы ПК формации

Р и с. 3. Схема взаимоотношения ПК формации с перекрывающими образованиями

Районы постепенного перехода между ПК формацией и перекрывающими формациями: 1 — ЛКП, 2 — ПГ, 3 — ВУПГ, 4 — КАА, 5 — ПАА, 6 — НУПГ; 7 — районы выходов на поверхность мезозойско-палеозойского складчатого основания; 8 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы ПК формации

аспидной (позднемеловой) мегаформации и более древних образований доверхнемелового складчатого основания.

К подкатегории "а" относятся лишь районы залегания ПК формации на образованиях аспидной мегаформации (восточное крыло Западно-Сахалинского антиклинория и, предположительно, отдельные участки Сусунайско-Анивского антиклинория, восточного крыла Восточно-Сахалинского антиклинория и западного крыла Шмидтовского антиклинория). При этом величина несогласия в общем виде возрастает в направлении выходов на дневную поверхность отложений доверхнемелового складчатого основания.

К подкатегории "б" относятся преимущественно участки непосредственного залегания ПК формации на образованиях доверхнемелового складчатого основания в пределах Сусунайско-Анивского и Восточно-Сахалинского антиклинориев, центральной части и восточного крыла Тымь-Поронайского синклинория. К этой же территории, видимо, относятся и некоторые участки Восточно-Сахалинского и северной части Западно-Сахалинского антиклинориев, где ПК формация резко несогласно перекрывает глубоко эродированные горизонты аспидной мегаформации.

Совершенно иной характер контакта имеет ПК формация с перекрывающими отложениями (рис. 3): повсеместно постепенный, согласный переход (замещение), независимо от того, какая формация является перекрывающей.

Песчано-конгломератная формация исключительно асинхронна как в целом, так и по своим граничным поверхностям. На рис. 2 и 3 для каждой из границ (нижней и верхней) проведены (естественно, с большой долей условности и предположительности) линии равного возраста (изохроны). Судя по этим рисункам, возраст ПК формации как по нижней, так и по верхней границам изменяется от датского яруса до плиоцена. Наиболее древний — палеоценовый (История палеогенового угленакопления..., 1963; Мельников, 1970) и даже датский (Жидкова и др., 1969; Савицкий и др., 1969) возраст имеют относимые нами к ПК формации отложения в Углегорском и, предположительно, в Томари-Чеховском районах. К востоку от этих районов возраст ПК формации постепенно омолаживается до олигоцена — раннего миоцена на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория и плиоцена на западном крыле Восточно-Сахалинского антиклинория и некоторых погребенных эрозионно-тектонических выступах доверхнемелового складчатого фундамента в пределах Тымь-Поронайского синклинория.

Особенно отчетливо омоложение возраста отложений ПК формации в восточном направлении видно на примере ее верхней границы. С запада на восток ПК формация последовательно перекрывается угленосными образованиями нижнедуйской свиты палеоцен-эоценового возраста, морскими песчано-алевролитовыми отложениями, такарадайской свиты олигоценового возраста, кремнистыми алевролитами и аргиллитами холмской свиты раннемиоценового возраста, угленосными образованиями верхнедуйской свиты среднемиоценового возраста и т.д. Аналогичный характер постепенного омоложения возраста ПК формации, видимо,

имеет место и на восточном крыле Восточно-Сахалинского антиклинория, но не с запада на восток, а в обратном направлении. В общем виде омоложение возраста ПК формации, судя по имеющимся данным, происходит в направлении выходов на поверхность доверхнемелового складчатого основания Восточно-Сахалинского и Сусунайско-Анивского антиклинориев.

Вещественный состав

Песчано-конгломератная формация сложена преимущественно псефитопсаммитовыми (конгломераты, гравелиты, песчаники) породами, образующими совместно с резко подчиненными алеврито-пелитовыми (алевролиты, аргиллиты, иногда с тонкими прослоями угля и углистых аргиллитов) образованиями ритмично построенные пачки мощностью от нескольких десятков до 100 м. Три такие пачки (две грубообломочные с разделяющей их относительно тонкозернистой) прослеживаются почти повсеместно на всей территории Александровско-Лесогорского участка.

К о н г л о м е р а т ы, составляющие на Александровско-Лесогорском участке около 60% объема ПК формации, по размеру обломочного материала разногалечные: от мелкогалечных до валунных. Наиболее грубые разновидности конгломератов приурочены к разрезу р. Августовки. К северу и югу от этого разреза размер обломочного материала и насыщенность конгломератов галькой постепенно уменьшаются, улучшаются окатанность и отсортированность; конгломераты замещаются гравелитами и разнозернистыми песчаниками.

По внешнему виду конгломераты зеленовато-серые, плотные, массивные, обладающие при разрушении грубой глыбовой отдельностью. Характерна крупная горизонтальная и косая слоистость, обусловленная изменением размера или распределением гальки: чередование насыщенных и обедненных галькой разностей.

Галька в основном средне и хорошо окатанная (коэффициент окатанности 2–3), иногда встречается угловатая и плохо окатанная. Окатанность в общем виде улучшается от подошвы к кровле формации. Сужается в этом направлении и диапазон изменения коэффициента окатанности.

Исключительно разнообразен состав конгломератов, состоящих (в убывающем порядке) из обломков эффузивных (кислых и основных), метаморфических, осадочных и интрузивных пород. Среди преобладающих в составе конгломератов эффузивных пород (30–55%) превалируют кислые эффузивы (20–40%) — кварцевые порфиры, розовато-серые, слабо измененные (частичная пелитизация, хлоритизация и серицитизация вкрапленников). Основные эффузивы представлены андезитами и андезитовыми порфиритами (10–15%), темно-серыми, плотными, сильно измененными (кальцитизированы или хлоритизированы).

Метаморфические породы (15–30%) в составе конгломератов ПК формации Александровско-Лесогорского района представлены яшмами, кварцитами и различными сланцами. Яшмы (5–10%) розоватого или красного, с коричневым оттенком, цвета сложены мелкими (0,01–0,1 мм) кристаллитами халцедона. Характерна частая решетчатая полосчатость,

связанная с многочисленными перекрещивающимися системами трещин, выполненных крупнокристаллическим кварцем и псевдосферолитами халцедона. Кварциты, распространенные примерно так же, как и яшмы, отличаются светлой окраской, отчетливым зернистым, иногда крупнозернистым (размер зерен до 0,5 мм) строением, агрегатной, микрогранобластовой, а для крупнозернистых разновидностей — гетеробластовой структурой, зубчатыми очертаниями и волнистым погасанием зерен кварца; они, как правило, серицитизированы, кальцитизированы или пиритизированы. Из сланцев (сланцево-кварцитовых, серицит-хлоритовых, эпидот-хлоритовых и хлоритовых) резко преобладают слюдисто-кварцитовые (5—20%).

Осадочные породы в конгломератах ПК формации Александровско-Лесогорского района (до 25%) представлены известковистыми и окремненными аргиллитами, алевролитами, олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками (граувакки и полевошпат-кварцевые граувакки) с существенным преобладанием последних. Встречается (до 5%) галька гранитоидов.

Заполняющим материалом в конгломератах и гравелитах являются плохо отсортированные продукты разрушения перечисленных пород.

Конгломераты ПК формации Томари-Чеховского района в отличие от Александровско-Лесогорского района состоят (до 50%) из зеленоватых, различных по составу метаморфических сланцев: хлоритовых, серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых, пироксен-актинолит-хлоритовых. Из других пород в заметном количестве присутствуют яшмы и кварциты (10—20%) и эффузивные породы (10—15%).

Существенно разнятся особенностями состава и строения конгломераты ПК формации и на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. По р. Онорке (наиболее северный из разрезов) ПК формация сложена в основном средне- и мелкогалечными конгломератами. Галька средней степени окатанности (коэффициент окатанности 2,4—2,7) состоит на 50% из розовых и красновато-коричневых яшм и светло-серых кварцитов. Среди кварцитов, помимо преобладающих мономинеральных, изредка встречаются слюдяные (серицитовые и биотитовые) и альбитовые.

Другую половину галек составляют метаморфические (сланцы), осадочные и магматические породы. Весьма разнообразны осадочные породы: полимиктовые, вулканомиктовые и олигомиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Существенно преобладающие полимиктовые песчаники сложены в основном угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца и плагиоклазов, в меньшем количестве — обломками осадочных, эффузивных и метаморфических пород. Характерна плохая сортированность, средняя и крупная псаммитовая размерность. Цемент поровый, сгустковый, глинистого и кремнистого состава.

Реже встречающиеся олигомиктовые песчаники (мелкопсаммитовые, как правило, хорошо отсортированные) в обломочной части на 80% состоят из кварца.

Вулканомиктовые песчаники сложены преимущественно обломками измененного базальта. Вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом среднего и основного состава, оливином и ромбическим пироксеном. Основная масса витрофирова — микrolиты плагиоклаза в девитрофицированном стекле. Цемент глинистый, поровый и базальный.

Из пирокластических пород встречаются псаммитовые туфы среднего и кислого состава.

Отмечаются единичные гальки порфиритов, альбитофиров и биотитовых трахиандезитов.

В разрезе ПК формации по р. Шир преобладают мелкогалечные конгломераты (фракция 1–3 см достигает 60%). Галька плохо окатанная (коэффициент окатанности 1,73–1,9, изредка 2,1), корродированная, с неровной поверхностью, со следами вдавливания.

По составу галек конгломераты ПК формации р. Шир сходны с конгломератами р. Онорки. Преобладают гальки яшм и кварцитов, значительное место занимают песчаники, особенно полимиктовые.

На р. Гастелловке ПК формация в нижней части разреза сложена средне- и даже крупногалечными конгломератами. Вверх по разрезу формации они быстро сменяются мелкогалечными разностями и гравелитами. Галька удлиненной, изредка уплощенной формы, сравнительно хорошо окатанная (коэффициент окатанности изменяется от 2,4 до 2,7). Состав: кварциты и яшмы – около 50%, осадочные породы 10–15%, эффузивные породы 5–15%, сланцы 5–10%.

В более южных разрезах ПК формации на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория (реки Айдар и Владимировка) конгломераты отличаются значительно меньшей насыщенностью галькой. В составе конгломератов заметно уменьшается количество галек яшм, возрастает роль метаморфических сланцев.

Песчаники – второй основной литотип ПК формации в Александровско-Лесогорском районе составляют около 30% от общего объема формации. Совместно с конгломератами (реже алевролитами и аргиллитами) они образуют тонкие иногда линзовидные прослои и слои мощностью до 5 м.

Песчаники ПК формации весьма разнообразны по окраске, плотности, составу обломочной части и цемента, структурным и текстурным признакам. Окраска песчаников чаще всего серая, от светло- до темно-серой, иногда зеленовато-серая. За редким исключением песчаники ПК формации являются слабо уплотненными.

По размеру составляющих зерен песчаники варьируют от крупно- до мелкозернистых. Обломочный материал характеризуется средней, а иногда и плохой отсортированностью (S_o – 3–5). Отсортированность улучшается (в самом общем виде) от подошвы к кровле формации и в направлении с востока на запад. Песчаная фракция составляет 50–75% обломочной части, алевритовая фракция – 10–30%, а пелитовая – 20–25% объема породы. Зерна изометричные, удлиненные и угловато-окатанные. Основными компонентами обломочной части являются кварц (20–35%), полевые шпаты (10–25%), кварциты (10–15%), сланцы (15–20%), эффузивные (15–25%) и осадочные (5–20%) породы; встречаются хлорит, слюды и эпидот. По классификации В.Д. Шутова (1967), песчаники ПК формации относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (рис. 4, см. вкл., табл. 2).

Кварц встречается преимущественно в виде свежих чистых зерен с волнистым погасанием, иногда с мелкими газовыми включениями.

Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазами (андезин) с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. В небольшом

Таблица 2

Состав (в %) обломочной части песчаников ПК формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат
35в	р. Августовка	35	15	5
36б	”	20	15	—
37а	”	25	10	5
38а	”	30	15	5
2035	р. Дубовка	30	10	10
2039	”	20	10	5
2042	”	25	15	5

Таблица 2 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
		осадочные	метаморфические	эффузивные	
35в	р. Августовка	10	25	15	Полевошпат-кварцевая граувакка
36б	”	20	25	15	То же
37а	”	5	35	20	”
38а	”	10	25	15	”
2035	р. Дубовка	15	20	15	”
2039	”	20	20	25	”
2042	”	10	25	20	”

количестве содержится микроклин с характерным решетчатым строением. Зерна, как правило, свежие, иногда частично замещенные кальцитом, сидеритом, хлоритом или серицитом.

Кварциты гранобластовой средне- и мелкозернистой структуры, чаще всего встречаются в виде зерен овальной формы.

Сланцы (серицит-хлоритовые и слюдисто-кварцитовые) с микролепидобластовой структурой имеют удлиненную форму обломков.

Андезиты с микролитовой и гиалопилитовой структурами основной массы образуют обломки неправильной формы.

Обломки осадочных пород представлены окремненными аргиллитами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами.

Хлорит встречается как в виде пластинок-обломков, так и в виде новообразованных волокнистых агрегатов.

Слюды свежие и гидратизированные.

Отношение устойчивых компонентов к неустойчивым (коэффициенты мономинеральности, по В.П. Казаринову, и кварцевости или зрелости,

по А.Г. Коссовской) изменяется в пределах 1–2. Коэффициент выветрелости ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) равен 3,9.

Тяжелая фракция составляет 0,13–0,25% общего веса породы и представлена (табл. 3) рудными минералами (5,0–16,0%), гидроокислами железа (16,4–34,6%), лейкоксеном (14,6–32,1%), измененными титансодержащими минералами (3,0–12,6%), цирконом (10,5–12,3%), гранатом (3,6–6,2%), эпидотом (2,8–11,3%), пироксеном (0,5–4,1%), хлоритом (2,1–4,6%), слюдами (0–2,0%), роговой обманкой (0,2–1,7%), турмалином (0–1,0%), ортитом (0–1,0%), апатитом (0–1,2%).

Отношение устойчивых минералов к неустойчивым в тяжелой фракции (палеогеографический коэффициент, по В.П. Казаринову) составляет 2,2.

Таблица 3

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции песчаников ПК формации

№ обр.	Место взятия образца	Тяжелая фракция	Рудные	Гидроокислы железа	Лейкоксен	Титансодержащие (измењ)	Циркон	Гранат
35в	р.Августовка	0,22	5,0	16,4	31,7	7,3	12,3	4,2
35г	"	0,17	7,2	26,9	31,6	8,1	10,6	5,8
35д	"	0,25	15,4	20,4	32,1	10,4	10,9	4,7
35е	"	0,20	16,0	26,3	15,4	12,6	11,7	3,6
37а	"	0,13	9,3	21,8	31,0	6,5	12,1	3,8
38а	"	0,18	13,8	34,6	14,6	3,0	10,5	6,2
2035	р.Дубовка	0,24	15,2	22,5	27,6	4,8	11,3	5,1
2039	"	0,15	10,7	29,6	30,7	3,9	10,8	5,4
2042	"	0,25	11,5	24,7	28,4	7,6	10,9	3,7

Таблица 3 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Эпидот	Ортит	Турмалин	Пироксен	Роговая обманка	Хлорит	Апатит	Слюда
35в	р. Августовка	11,3	–	–	4,1	1,1	4,4	0,3	1,9
35г	"	4,2	0,6	–	1,2	0,8	2,9	0,1	–
35д	"	7,1	–	0,9	1,8	1,2	3,5	0,6	–
35е	"	2,8	1,0	0,7	3,5	1,7	2,1	0,7	2,0
37а	"	4,4	1,0	–	2,4	1,5	3,0	1,2	2,0
38а	"	9,8	0,3	1,0	0,5	0,2	4,6	0,9	–
2035	р.Дубовка	6,0	–	–	3,0	1,4	2,7	0,4	–
2039	"	3,7	0,8	–	1,4	0,6	2,4	–	–
2042	"	5,4	–	–	2,7	1,0	3,4	0,7	–

Л.А. Зиндель относила эти отложения к циркон-хлорит-слюдистой минералогической зоне, а В.Н. Тодоровская — к эпидотовой (Углегорский район) и бурых окислов (Лесогорский район), причем первая зона подразделялась ею на пиритовую и анатазовую, а вторая — на пироксеновую и хлоритовую подзоны.

Для песчаников ПК формации характерны поровый и базальный, реже пленочный типы цемента, неравномерно распределенного в породе. На отдельных участках цементирующее вещество отсутствует и зерна непосредственно соприкасаются друг с другом, обнаруживая иногда признаки растворения или вдавливания.

По составу цемент чаще всего глинистый — смесь каолинита и гидрослюда в различных соотношениях. По первичному цементу часто развиты зеленовато-серый волокнистый хлорит, пелитоморфный и мелкокристаллический сидерит и кальцит, кристаллиты и псевдосферолиты опала и халцедона, низкотемпературный кварц, изредка пирит и гидроокислы железа.

Близким составом характеризуются песчаники ПК формации и в других районах ее развития.

А л е в р о л и т ы среди пород ПК формации встречаются редко (меньше 10% от общего объема формации), преимущественно в Александровско-Лесогорском районе. Они образуют прослои небольшой (не более 2 м) мощности. Окраска серая и темно-серая. Встречаются как плотные (известковистые), так и слабо сцементированные глинистые алевролиты, однородные и слоистые. Слоистость чаще всего тонкая, горизонтальная, сплошная или прерывистая, реже косая (русловые фации) или волнистая (озерные фации). Обусловлена она в основном изменением гранулометрического состава и ориентировкой фитодетрита.

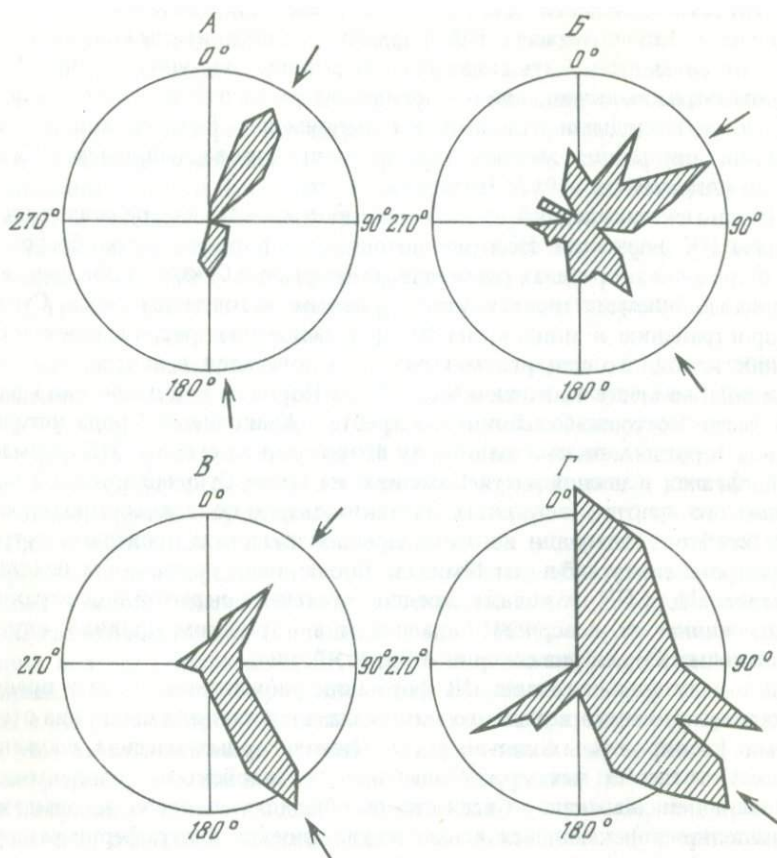
Широко распространены алевролиты обеих разновидностей: крупно- и мелкозернистые. *Md* зерен изменяется от 0,08 до 0,03 мм. Примесь песчаного материала составляет 15–30%, глинистого — до 35%. Состав обломков примерно такой же, как и в песчаниках. Несколько уменьшается лишь количество недезинтегрированных обломков.

А р г и л л и т ы встречаются в разрезе ПК формации единичными мало-мощными прослоями. Изучение под микроскопом, данные рентгеноструктурного и термического анализов показывают, что аргиллиты сложены в основном минералами групп гидрослюда и каолинита, преобладают гидрослюды. В примеси отмечаются хлорит, опал, сидерит и кальцит.

Условия формирования

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е. Резкое преобладание в составе ПК формации псефито-псаммитовых пород, наличие прослоев углистых сланцев и каменного угля, большое количество растительных и почти полное отсутствие фаунистических остатков указывают на континентальные условия образования формации: фации речных русел, прируслового и приустьевого аллювия, речных выносов в водоемы, прибрежные фации; сугубо подчиненную роль играли фации озер, заболачивающихся водоемов и болот.

Хорошая окатанность и сравнительно высокая степень отсортированности валунно-галечного материала, большая насыщенность им конгломе-



Р и с. 5. Векторные диаграммы ориентировки галек в конгломератах ПК формации
 А – р. Августовка; Б – р. Углегорка; В – р. Онорка; Г – р. Гастелловка

ратов свидетельствуют о длительности транспортировки и значительной динамической активности транспортирующих водотоков.

Замеры ориентировки галек и косой слоистости в отложениях ПК формации на крыльях Западно-Сахалинского антиклинория (рис. 5) показывают, что области сноса располагались (в самом общем виде) северо-восточнее и юго-восточнее основных районов накопления материала. Чрезвычайно пестрый состав обломочного материала формации позволяет считать, что исходными или материнскими для нее породами служили не менее разнообразные по составу мезозойско-палеозойские образования (кварциты, яшмы, различные метаморфические сланцы, песчаники, алевролиты и аргиллиты, эффузивные породы основного состава), широко развитые в пределах Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. О том, что перечисленные районы входили в пределы основных областей сноса, обусловивших образование ПК формации, говорят и ухудшающиеся в направлении этих районов отсортированность и

окатанность исходного для пород формации терригенного материала. Наличие в конгломератах ПК формации гальки кислых эффузивов и гранитоидов может быть связано либо с полностью уничтоженными размывом образованиями, либо с привнесом их из районов, ныне скрытых под более молодыми отложениями, например с Тымь-Поронайской депрессии, или расположенных за пределами острова, например с Сихотэ-Алиня (Алексейчик, 1952; Потапова, 1960).

Трудно сказать, какой из этих факторов и в какой мере сказывался на составе ПК формации. Несомненно одно, что большая часть образований ПК формации в пределах современных очертаний Сахалина обязана своим происхождением местным, внутриостровным, источникам сноса. Судя по распространению и мощностям ПК формации (см. рис. 1), основной источник исходного для нее материала располагался в центральной части Сахалина, на месте восточной части Тымь-Поронайской депрессии и западной части Восточно-Сахалинского хребта. Аналогичного рода источник, правда гораздо меньший по объему возникшей за его счет ПК формации, располагался в южной части Сахалина, на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов и скрытых Охотским морем подводных продолжений этих хребтов. Еще один источник предполагается за пределами острова, к северо-востоку от п-ова Шмидта. Кроме того, источником исходного материала для ПК формации, предположительно скрытой под молодыми отложениями на северном Сахалине и в Татарском проливе, служила несомненно территория северного Сихотэ-Алиня.

К началу формирования ПК формации упомянутые выше в пределах Сахалина источники исходного материала представляли собой два относительно изолированных сильно расчлененных горных массива, сложенных преимущественно метаморфизованными мезозойско-палеозойскими образованиями. Массивы со всех сторон обрамлялись слабо всхолмленной, постепенно понижающейся и выходящей к периферии равниной, сложенной в основном неметаморфизованными поздне меловыми образованиями. Сюда и выносился с массивов обильный галечно-валунный материал, составляющий ПК формацию. По мере разрушения и выравнивания массивов и окружающей холмистой равнины зоны отложения валуно-галечного материала постепенно, но неравномерно мигрировали в направлении центральных наиболее приподнятых частей массивов.

Процесс миграции отчетливо виден на характере палеоизохрон, отражающих возраст нижних и верхних горизонтов ПК формации (см. рис. 2, 3). При этом если на начальной стадии (палеоген) отложения формации накапливались в условиях относительно выровненного рельефа, то на конечной стадии (неоген) сравнительно расчлененный рельеф в зоне накопления формации захоронялся под ее образованиями. Примером такого рода погребенного рельефа могут служить частично захороненные выступы горной гряды в центральной части Тымь-Поронайской депрессии.

Сравнительно низкие значения коэффициентов палеогеографического, выветрелости и мономинеральности (зрелости) свидетельствуют об отсутствии в пределах областей сноса значительных по мощности кор выветривания.

Чрезвычайно разнообразными были климатические условия во время формирования ПК формации: с одной стороны, общее похолодание, на-

чавшееся в конце неогена, с другой — широтная климатическая зональность, не говоря уже о высотной зональности в областях сноса.

Судя по растительным остаткам, большая часть Сахалина характеризовалась мягкой зимой и теплым продолжительным летом. В южной части в это время произрастали широколиственные (липа, дуб, бук, ильм) леса с примесью субтропических форм (пальма, магнолия, гинкго). Заболоченные участки были заняты зарослями болотного кипариса, папоротников и хвощей (История палеогенового угленакопления..., 1963). В северном направлении широколиственные леса постепенно сменялись лиственными и хвойно-лиственными (секвойя, сосна с примесью бука, дуба и граба). Хвойно-лиственными лесами были покрыты и склоны наиболее высоких горных массивов.

Похолодание, начавшееся в конце неогена, привело к постепенному вытеснению широколиственных лесов хвойными и хвойно-лиственными.

Палеотектонические. Вещественный состав, строение и фациальные особенности отложений ПК формации свидетельствуют о том, что ее формирование связано с интенсивным разрушением уже сформировавшихся крупных орогенных сооружений, причем центральных частей этих сооружений, сложенных выведенными на поверхность сильно метаморфизованными древними (пермско-юрскими) образованиями. Палеоценовый (История палеогенового угленакопления..., 1963; Мельников, 1970), дат-палеоценовый (Савицкий и др., 1969), а возможно, и более древний возраст образований ПК формации в некоторых (Углегорском, Томаринском) районах ее развития указывает на то, что орогенные сооружения с вскрытыми эрозией метаморфическими образованиями существовали уже по крайней мере в конце позднего мела (датский век), а возникли (зародились) значительно раньше — в середине позднего мела или даже на границе раннего и позднего мела. В таком случае своим происхождением они, очевидно, обязаны одной из интенсивных (завершающих) фаз мезозойской складчатости, широко проявившейся в раннем мелу в большинстве районов Тихоокеанского складчатого обрамления.

С этими движениями ряд исследователей связывают завершение палеозойско-мезозойского геосинклинального этапа геологического развития Сахалина, перестройку его структурного плана, выразившуюся в разделении существовавшей на месте Сахалина геосинклинали на две интрагеосинклинали субмеридионального простирания продольным интрагеоантиклинальным поднятием. Это поднятие представляло собой систему четковидной или кулисообразно связанных между собой складчатых сооружений типа антиклинорий север-северо-западного простирания (Мельников, 1962, 1968 а,б, 1970). Зародившись где-то на границе раннего и позднего мела, эти антиклинории к концу мела сформировались в те высокие горные (орогенные) массивы (области сноса), породы которых и послужили источником обломочного материала в течение последующего позднемелового — третичного (кайнозойского) геосинклинального этапа развития Сахалина. Формирование грубообломочных образований песчано-конгломератной формации началось тогда, когда складчатые сооружения уже возвышались над уровнем моря в виде крупных гор-

ных областей и были вскрыты эрозией до уровня выходов на поверхность метаморфических пород.

Анализ распространения и мощностей ПК формации (см. рис. 1) показывает, что в пределах Сахалина к началу ее формирования в виде горных массивов существовали по крайней мере два сравнительно разобщенных антиклинорных поднятия: центральное, территориально совпадающее с Тымь-Поронайской депрессией и западным крылом Восточно-Сахалинского антиклинория, и южное, соответствующее Сусунайскому и Тонино-Анивскому хребтам и их вероятным продолжениям в северном и южном направлениях. Наибольшие мощности ПК формации в Александровско-Лесогорском (р. Августовка — 140 м; р. Агнево — 175 м) и Оноро-Гастелловском (р. Онорка — 70 м) районах ее развития объясняются, видимо, значительно большими размерами центрального антиклинорного поднятия, с одной стороны, и влиянием материковых областей сноса — с другой. На последнее, помимо наличия экзотических, не свойственных Сахалину пород, в составе конгломератов ПК формации Александровско-Лесогорского района, указывает и несколько меньшая (≈ 50 м) мощность ПК формации по восточному крылу Восточно-Сахалинского антиклинория, обязанная происхождением, видимо, лишь одному центральному поднятию.

Кстати, отнесение базальных конгломератов третичного разреза этого района к ПК формации дает возможность пересмотреть вопрос о возрасте этих конгломератов. По аналогии с западными районами развития ПК формации возрастной диапазон конгломератов восточного района также должен быть резко асинхронным и достаточно широким, т.е. включать не только ранний миоцен (как считают большинство исследователей Сахалина в настоящее время), но и значительную часть палеогена (если не весь палеоген).

Сравнительно небольшая максимальная мощность ПК формации в южной части Сахалина (р. Черемшанка — 55 м) по сравнению с центральной свидетельствует прежде всего о связи ее лишь с южным поднятием и, видимо, о небольших размерах этого поднятия.

Наряду с двумя указанными поднятиями в центральной и южной частях острова предполагается еще одно — третье, аналогичное двум другим поднятие к северо-востоку от п-ова Шмидта, если учитывать следы ПК формации в основании третичного разреза полуострова.

На образовании, особенностях состава и строения ПК формации сказались все проявившиеся на Сахалине тектонические движения начиная с завершающей (предпозднемицеловой?) фазы мезозойской складчатости. Судя по особенностям строения и взаимоотношению ПК формации с подстилающими и перекрывающими формациями (см. рис. 1, 2, 3), на ней сказались как этапы общего опускания и прогибания (палеогеновый, миоценовый и миоцен-плиоценовый), так и этапы поднятий (камчатский, курильский, алеутский) и даже сахалинская фаза складчатости, сопровождаемая одноименным этапом поднятия (Мельников, 1970). Если завершающей фазе мезозойской складчатости ПК формация обязана лишь зарождением будущих источников исходного материала, то своим образованием она обязана в основном последующим этапам поднятий: камчатскому, курильскому и алеутскому, причем главным образом

первому. Именно этот этап привел к выведению ранее зародившихся поднятий из-под уровня моря, превращению их в резко расчлененные горные сооружения, их интенсивному разрушению и появлению за счет этого в смежных с поднятиями прогибах грубых образований ПК формации. Последующие движения то ослабляли вынос с поднятий исходного для ПК формации материала (палеогеновый, миоценовый и миоценоплиоценовый этапы прогибания), то значительно усиливали этот вынос (курильский и алеутский этапы поднятий).

Наряду со складчатыми и волновыми движениями, которым ПК формация обязана происхождением, формой и характером взаимоотношения, сказались на ней (ее внутреннем строении) и колебательные движения. Они выразились в той достаточно отчетливой многопорядковой ритмичности (цикличности), которая свойственна большинству разрезов ПК формации. По всей видимости, при участии колебательных движений было сформировано не только большинство элементарных ритмов, но и образовались более крупные ритмы — мезоритмы. Два таких мезоритма, объединяющих группы элементарных ритмов, сравнительно отчетливо выделяются в разрезе ПК формации Александровско-Лесогорского района (История палеогенового угленакопления..., 1963). Нижний мезоритм включает отложения выделенных здесь ниже- и межконгломератной пачек, а верхний — верхнюю конгломератную пачку. По своим особенностям мезоритмы во многом сходны с элементарными ритмами: более грубая по составу нижняя часть ритма и сравнительно тонкозернистая верхняя часть.

Полезные ископаемые

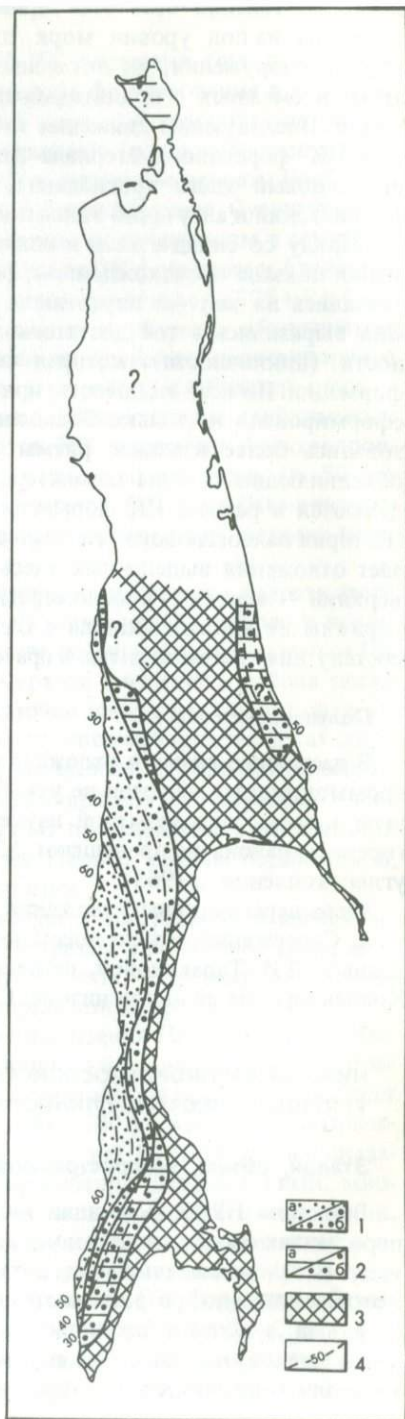
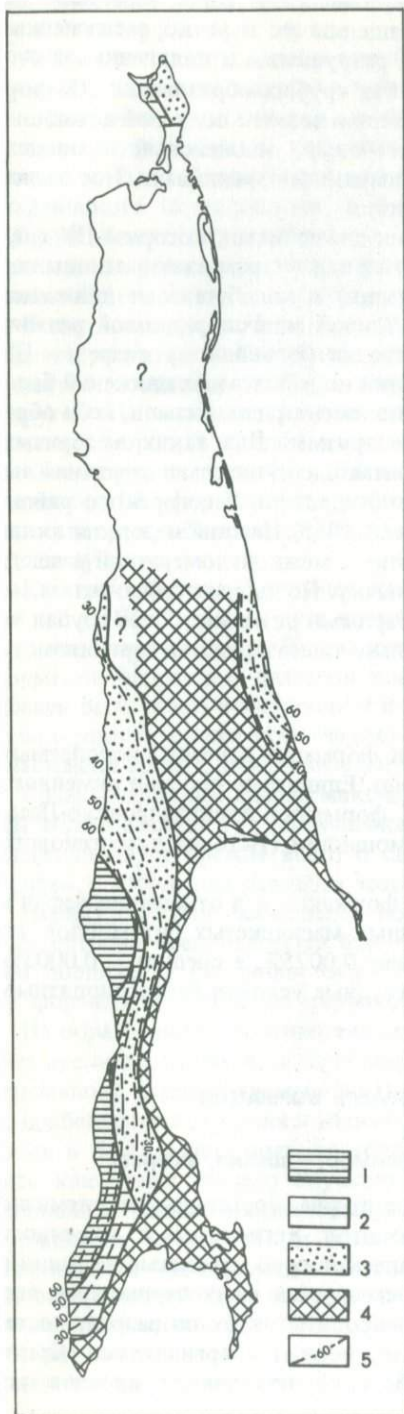
В настоящее время в отложениях ПК формации полезных ископаемых промышленного значения не установлено. Единичные прослои каменного угля в межконгломератной пачке ПК формации Александровско-Лесогорского района не превышают 0,3 м мощности (История палеогенового угленакопления..., 1963).

Мало перспективны отложения ПК формации и в отношении нефти и газа. Содержание сильно восстановленных маслянистых битумоидов, по данным Л.И. Таракановой, не превышает 0,0025%, а среднее — 0,0003%. Коллекторские свойства низкие. Структурные условия неблагоприятные.

НИЖНЯЯ КРУПНОРИТМОСЛОИСТАЯ УГЛЕНОСНО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ (НУПГ) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталоном НУПГ формации является толща, состоящая из ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и каменного угля. В основании типичного ритма залегают грубозернистые песчаники, которые вверх по разрезу постепенно сменяются мелкозернистыми песчаниками, а затем и алевролитами. Алевролиты вверх по разрезу постепенно становятся более глинистыми и сменяются аргиллитами. Среди алевролито-аргиллитовых образований часто появляются прослои уг-



листых сланцев и углей, иногда промышленной мощности. Выше эта последовательность повторяется в обратном порядке: аргиллиты постепенно сменяются алевролитами, а алевролиты — песчаниками.

Такие достаточно полные ритмы в составе НУПГ формации встречаются редко. Чаще отмечаются неполные ритмы, в которых отсутствуют какие-либо породы в перечисленной последовательности, например прослой углистых сланцев и углей в средней части ритма или вся верхняя половина ритма, или даже и то и другое. В последнем случае ритм, как правило, начинается с наиболее грубых пород: грубозернистых песчаников, гравелитов, а иногда и мелкогалечных конгломератов, залегающих со следами размыва (волнистая поверхность) на тонкозернистых отложениях предыдущего ритма. Мощность ритмов варьирует в пределах от 1 до 30 м, реже больше. Средняя мощность составляет 10—15 м. Широкие пределы изменений в мощностях имеют и составляющие ритмы слои и прослой песчаников, алевролитов и аргиллитов. Каменные угли, углистые сланцы и особенно конгломераты и гравелиты за редким исключением не образуют слоев, превышающих по мощности 1—2 м.

Приведенному эталону формации на Сахалине отвечают отложения нижнедуйской свиты (Решения межведомственного совещания..., 1961) или одноименной подсвиты (Мельников, 1970), широко развитые на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория от г. Александровска на севере до п-ова Крильон на юге (рис. 6, см. вкл.).

Следы этой формации изредка отмечаются в отдельных разрезах (реки Оюрка и Шир) и на восточном крыле этого антиклинория.

Отложения НУПГ формации изолированно развиты и в некоторых других районах Сахалина. К ним относятся угленосно-песчано-глинистые образования люкаминской и ратмановской свит на восточном крыле Восточно-Сахалинского антиклинория и угленосные слои мачигарской свиты на п-ове Шмидта. Не исключено, что эта формация (или ее следы) скрыта под мощной толщей молодых отложений и на остальной территории северного Сахалина.

Сравнительно разнообразны и сложны взаимоотношения НУПГ формации со смежными. В подавляющем большинстве случаев она согласно, с постепенными переходами, залегает на ПК формации (рис. 7). Од-

Р и с. 7. Схема взаимоотношения НУПГ формации с подстилающими образованиями

Районы залегания НУПГ формации на аспидной мегаформации: 1 — предположительно согласного (постепенный переход), 2 — несогласного (разрыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий); 3 — районы согласного (постепенный переход) залегания НУПГ формации на ПК формации; 4 — области сноса; 5 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы НУПГ формации

Р и с. 8. Схема взаимоотношения НУПГ формации с перекрывающимися образованиями

1 — районы залегания АП формации на НУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с разрывом и небольшим стратиграфическим перерывом, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы залегания формации ПАА на НУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с разрывом и небольшим стратиграфическим перерывом, но без угловых и азимутальных несогласий; 3 — области сноса; 4 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы НУПГ формации

нако там, где последняя отсутствует (Углегорско-Красногорский район, п-ов Крильон), НУПГ формация со следами размыва и стратиграфического перерыва, но без заметных угловых и азимутальных несогласий залегают непосредственно на отложениях аспидной (позднемеловой) мегаформации. Более того, в западных частях Углегорского и Томари-Невельского районов предполагаются участки, где отложения НУПГ формации и аспидной мегаформации связаны постепенным (без перерыва в осадконакоплении) переходом. Непосредственно на аспидной мегаформации, но с невыясненным однозначно характером залегают НУПГ формация на западном побережье п-ова Шмидта.

На большей части западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория НУПГ формация согласно, с постепенным переходом, изредка со следами размыва, перекрывается крупнофлюиднослоистой алевролито-песчаниковой (АП) формацией (рис. 8), а на остальной территории — с предполагаемым размывом формацией слабо сцементированных неясно-слоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ПАА).

Аналогично другим формациям НУПГ формация асинхронна, хотя степень ее асинхронности гораздо меньше по сравнению с ПК формацией. Наиболее древние горизонты НУПГ формации на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория относятся к палеоцену (История палеогенового угленакопления..., 1963; Мельников, 1970) и даже данию (Савицкий и др., 1969); основная часть угленосных отложений, относимых к НУПГ формации, датируется эоценом. Самыми молодыми (до раннего миоцена включительно) считаются угленосные отложения, перекрывающие ПК формацию в восточных районах Сахалина (восточные крылья Западно- и Восточно-Сахалинского антиклинориев, п-ов Шмидта). Если даже не учитывать этого, то все равно возрастной диапазон НУПГ формации в общем случае распространяется на датий, палеоцен-эоцен и, видимо, частично олигоцен. С учетом этих данных на рис. 7 и 8 и проведены палеоизохроны по нижней и верхней границам формации, которые показывают отчетливое возрастное скольжение (сг древних к молодым) границ НУПГ формации с запада на восток, а точнее — в направлении поверхностных выходов доверхнемелового складчатого фундамента.

Вещественный состав

НУПГ формация характеризуется довольно пестрым вещественным составом: широко развиты почти все терригенные породы — от аргиллитов и глин до конгломератов; кроме того, часто встречаются каменный уголь, углистые сланцы и конкреции, преимущественно сидеритовые.

В наиболее изученном Александровско-Красногорском районе в составе НУПГ формации выделяются три несколько отличные по вещественному составу пачки. В ритмах, составляющих сходные нижнюю и верхнюю пачки, преобладают аргиллиты, алевролиты и песчаники. Часты прослои углистых сланцев и углей. Редко встречающиеся гравелиты и конгломераты образуют небольшие линзы или тонкие прослои. Слоистость, как правило, тонкая, четкая или неясная, горизонтальная или косая, обусловлена различным распределением зерен и обугленных растительных ос-

татков. Отсортированность материала в целом сравнительно хорошая, особенно в верхней пачке (S_0 не превышает 4).

Средняя, относительно небольшая по мощности (80–100 м) пачка состоит из неполных ритмов, в которых преобладают крупнозернистые песчаники; часты прослои каменного угля. В основании ритмов обычно залегают прослои конгломератов. Для песчаников характерна косая однонаправленная слоистость с сериями до 30 см. Наблюдаются следы ряби и трещины усыхания осадков. Отсортированность материала плохая, улучшающаяся в южном направлении (S_0 изменяется с севера на юг от 5 до 3).

В Томари-Долинском и особенно Невельском районах НУПГ формация состоит из ритмов, в которых преобладают тонкозернистые породы: алевролиты и аргиллиты, образующие иногда (совместно с песчаниками) довольно крупные пачки тонко переслаивающихся пород. В этих пачках часто встречаются единичные или сгруппированные в прослои сидеритовые конкреции, промышленные пласты каменного угля и углистые сланцы. Обломочный материал хорошо отсортирован ($S_0 = 3$).

Песчаники — один из основных литотипов НУПГ формации — составляют от общего объема формации от 20 (на юге) до 50–60% (на севере). Окраска чаще всего зеленовато-голубовато- или желтовато-серая. Встречаются песчаники плотные и слабо сцементированные, неслоистые и слоистые, горизонтально- и косослоистые. Косая слоистость чаще всего крупная, аллювиального типа. Горизонтальная или волнистая слоистость, как правило, тонкая, сплошная или прерывистая. Слоистость обусловлена размерами, распределением и ориентировкой зерен и растительных остатков (детрита).

Среди песчаников НУПГ формации встречаются все гранулометрические типы: крупно-, средне- и мелкозернистые, но преобладают последние. Обломочный материал характеризуется средней или плохой отсортированностью. Гистограммы плохо сортированных песчаников имеют двойные максимумы, кумулятивные кривые — пологие и сильно растянутые. Песчаная фракция составляет 40–70%, алевритовая 15–20%, а пелитовая 20–35%. Размер зерен варьирует в широких пределах: от 0,1 до 1,8 мм. Средний (медианный) размер составляет 0,3 мм. Форма обломков изометричная или удлиненная. Многие зерна частично замещены сидеритом, кальцитом, хлоритом, серицитом, пиритом, гидроокислами железа.

Песчаники НУПГ формации, как правило, полимиктовые: кварца 25–35%, полевых шпатов (плагиоклаз, реже ортоклаз и микроклин) 15–30%, обломков метаморфических пород 10–25%, осадочных 5–15%, эффузивных 15–25%. По классификации В.Д. Шутова (рис. 4), они относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (табл. 4).

Коэффициент мономинеральности для песчаников НУПГ формации колеблется в пределах 1,3–3, а коэффициент выветрелости (табл. 5) 2,5–4 (более высокий в южных районах).

Тяжелая фракция за редким исключением не превышает 1% от общего веса породы и состоит из тех же минеральных компонентов, что и в песчаниках ПК формации (табл. 6). Отличие — в количественных соо-

ношениях компонентов. Палеогеографический коэффициент изменяется в пределах 1–2.

Цемент чаще всего поровый или базальный (с элементами коррозионного), реже контактовый или крустификационный. Состав цемента глинистый, известково-глинистый, железисто-карбонатный, хлорито-глинистый.

Таблица 4

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород НУПГ формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д.Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
232г	р.Августовка	30	15	10	10	20	15	Полевошпатовая кварцевая граувакка
289	р.Найба	35	30	—	5	10	20	То же
327*	"	25	15	5	10	25	15	"
402	р.Томаринка	35	25	5	10	10	15	"
400 ¹⁰	"	25	20	10	10	15	20	"
71	"	30	20	—	10	20	20	"
75*	р.Чкалова	30	20	5	10	25	10	"
78	"	30	10	5	15	15	25	"
81 ¹	"	25	20	10	10	15	20	"
85 ⁴	"	25	15	5	15	20	20	"

* Алевролиты

Таблица 5

Химический состав (в %) пород НУПГ формации

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
307	р. Углегорка	Глина	57,86	15,53	3,60	—	—
7	р. Красногорка	"	56,59	18,59	2,69	—	—
12	"	"	63,62	17,16	4,12	—	—
212	р. Парусная	"	70,75	15,13	2,64	0,58	0,48
216	"	Песчаник	66,68	14,84	3,68	1,97	0,48
229	"	Алеврит	62,70	16,43	2,07	2,17	0,69
545	р. Шесбуинка	Глина	63,05	15,74	3,02	0,14	Сл.
549	"	"	64,10	14,60	4,00	0,47	—
389	"	"	55,73	16,40	3,72	—	—
384	"	"	64,09	16,40	3,60	—	—
953	р. Чкалова	Песчаник	59,18	23,55	2,92	—	—

Таблица 5 (продолжение)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O
307	р. Углегорка	Глина	—	—	2,24	0,68	0,60
7	р. Красногорка	"	—	—	2,11	1,42	0,43
12	"	"	—	—	0,50	1,04	2,27
212	р. Парусная	"	0,03	—	0,31	1,48	2,12
216	"	Песчаник	0,06	0,11	0,79	2,51	2,27
229	"	Алеврит	0,05	0,23	2,21	1,68	2,12
545	р. Шебунинка	Глина	Сл.	Не опр.	1,30	1,52	—
549	"	"	—	—	1,67	0,47	2,56
389	"	"	—	—	2,13	0,99	0,65
384	"	"	—	—	1,13	0,89	0,66
953	р. Чкалова	Песчаник	—	—	0,42	0,61	1,07

Таблица 5 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O	Σ	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
307	р. Углегорка	Глина	0,17	6,34	12,08	99,10	3,6
7	р. Красногорка	"	0,32	6,54	11,09	99,79	3,0
12	"	"	4,48	4,68	2,81	100,60	3,7
212	р. Парусная	"	2,38	2,95	1,43	100,38	4,0
216	"	Песчаник	2,47	2,73	2,03	100,62	4,0
229	"	Алеврит	2,03	4,01	3,21	99,60	3,8
545	р. Шебунинка	Глина	0,02	14,55	1,05	100,33	4,0
549	"	"	1,87	4,74	5,56	99,57	4,3
389	"	"	0,33	7,39	13,43	100,73	3,5
384	"	"	1,26	6,85	5,67	100,51	4,0
953	р. Чкалова	Песчаник	2,10	7,30	2,60	99,75	2,5

Алевриты в различных разрезах НУПГ формации составляют от 10 до 35% ее суммарной мощности. Окраска серая с коричневатым, голубоватым и зеленоватым оттенками. При выветривании становятся светло-серыми. Отдельность мелкощебенчатая, а у слоистых разностей — плитчатая. Слоистость преимущественно тонкая, горизонтальная, сплош-

Таблица 6

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции алеврито-псаммитовых пород НУПГ формации

№обр.	Место взятия образца	Тяжелая фракция	Рудные	Гидро-окислы железа	Лейкоксен	Титан-содержащие (измен.)	Рутил	Сфен	Циркон	Гранат
73/2*	р. Чкалова	—	58,9	1,5	7,8	2,5	—	—	22,4	3,5
75/2*	”	—	15,0	0,4	28,9	11,3	0,2	15,7	7,7	10,2
77	”	—	39,2	0,6	35,8	8,9	—	—	7,6	3,6
78	”	—	52,3	—	12,2	7,6	0,6	2,5	8,9	3,8
85/4	”	—	62,3	0,6	4,3	7,8	0,9	—	14,3	2,8
285	р. Найба	0,52	37,6	1,2	16,8	3,9	0,7	1,4	19,2	3,7
288	”	0,73	48,1	0,8	11,9	4,3	0,8	6,3	12,8	4,5
291	”	0,66	56,2	0,5	22,4	2,1	0,3	1,2	6,4	2,7
400 ^{2*}	р. Томаринка	—	21,8	1,3	11,4	8,2	0,3	3,3	6,7	4,4
400 ¹⁰	”	—	5,3	0,4	41,7	1,6	—	0,2	17,4	5,3
400 ¹¹	”	—	18,4	—	15,6	4,5	1,1	—	11,7	7,8
401	”	—	5,2	0,8	3,6	1,1	—	—	1,9	0,6
402 ¹	”	—	12,4	1,0	47,4	20,7	0,2	0,2	3,8	6,4
403 ^{1*}	”	—	28,3	3,1	10,9	6,8	0,3	5,9	15,8	11,8
440	р. Августовка	0,10	22,2	28,0	7,6	9,1	—	—	13,0	7,6
441	”	0,26	30,7	18,3	12,5	4,2	—	—	12,4	7,3
445	”	0,34	26,2	10,6	16,4	7,3	—	1,9	4,2	3,9

*Алевролиты

73/2*	р. Чкалова	1,5	—	2,0	—	—	—	—	—	—
75/2*	”	5,5	0,7	1,3	0,7	2,4	—	—	—	33,5
77	”	0,8	—	1,9	—	1,4	0,2	—	—	1,7
78	”	6,3	0,6	0,8	—	2,8	1,0	—	0,6	7,1
85/4	”	3,4	—	1,5	0,6	0,8	—	—	0,6	—
285	р. Найба	5,2	0,4	0,6	0,4	1,6	0,6	—	0,2	6,5
288	”	6,1	0,2	0,4	0,3	2,4	0,8	—	0,3	—
291	”	0,6	—	0,3	—	1,2	0,4	—	—	5,7
400 ^{2*}	р. Томаринка	34,0	—	3,1	—	2,6	1,6	—	1,3	28,6
400 ¹⁰	”	3,5	—	4,9	4,0	2,6	0,4	0,2	0,2	12,2
400 ¹¹	”	6,7	—	1,7	32,5	—	—	—	—	1,4
401	”	8,5	0,3	0,3	60,8	16,6	—	—	0,3	2,5
402 ¹	”	1,1	—	2,2	—	2,1	—	—	2,5	5,6
403 ^{1*}	”	6,8	1,6	2,2	1,2	2,8	2,5	—	—	37,8
440	р. Августовка	6,2	0,7	—	1,3	1,5	1,2	0,6	1,0	—
441	”	3,9	—	0,7	5,4	2,4	0,8	0,4	1,0	—
445	”	6,4	1,1	0,2	5,0	0,8	3,7	0,3	2,0	—

ная или прерывистая, четкая или неясная. Гораздо реже встречается волнистая или косая слоистость.

В составе формации встречаются как крупно-, так и мелкозернистые алевролиты (Md соответственно 0,06 и 0,02 мм). Примесь песчаного материала — до 20%, глинистого — до 35%. Отсортированность в целом хорошая ($So = 3$). Состав обломочной части примерно такой же, как и в песчаниках. Цемент базальный или порово-базальный, глинистый, кремнисто-глинистый, карбонатно-глинистый и хлорито-глинистый.

Аргиллиты и глины в НУПГ формации в противоположность песчаникам составляют от 25% (на севере) до 60% (на юге). Цвет темно-серый с голубоватым или коричневатым оттенком. В отличие от сравнительно плотных аргиллитов, глины слабо уплотненные, пластичные. За счет обильных обуглившихся растительных остатков аргиллиты иногда переходят в углистые аргиллиты.

Монофракционные аргиллиты и глины редки. В большинстве случаев они загрязнены (до 20%) алевритовым и даже псаммитовым материалом (зерна кварца, плагиоклазов, пластинки слюд). Пелитовая фракция по составу глинистых минералов представляет сложную и сильно изменчивую (особенно по площади) смесь каолинита, монтмориллонита и гидрослюд. Правда, в отдельных случаях встречаются прослои и высокодисперсных каолинитовых (реки Гончаровка и Просторная) или бентонитовых (реки Красногорка и Чкалова) глин мощностью до 5 м.

Бентонитовые (преобладают минералы из группы монтмориллонита) глины белые, желтые, зеленовато- или голубовато-серые, пластичные. Монтмориллонит образует псевдокристаллы веерообразного и волоконистого строения, хорошо диагностируется на рентгенограммах базальным рефлексом (001), равным 13–15,5 Å. На термограммах отчетливо выражены два эндозффекта (рис. 9, обр. 1–4 г; 2–83, 3–86): 100–150°C и 550–720°C (удаление адсорбционной и конституционной воды, полное обезвоживание с разрушением кристаллической решетки). Встречаются как маловодные (Са — монтмориллонит), так и сильно разбухающие (Na — монтмориллонит) монтмориллониты, преобладают первые (Захарова, 1973). Характерно высокое содержание SiO_2 (57,86–64,10%) и гигроскопической воды (5,56–12,06%) и низкое содержание глинозема (15,13–16,40%) и K_2O (0,17–2,38%). Коэффициент SiO_2/Al_2O_3 3,6–4.

В каолинит-монтмориллонитовых глинах существенно увеличивается (до 23,55%) содержание глинозема. Несколько возрастает и содержание кремнекислоты, в основном за счет аморфной SiO_2 , составляющей 3,91–4,19%. Коэффициент выветрелости колеблется в пределах 2,5–3,5. Отчетливые эндотермические максимумы фиксируются при 125 и 615°C (см. рис. 9, обр. 6–402).

В гидрослюдисто-монтмориллонитовых глинах отмечается высокое содержание K_2O (до 4,48%) и низкое содержание H_2O (до 2,81%). Коэффициент выветрелости составляет 3,7–4. Гидрослюды на рентгенограммах фиксируются базальным рефлексом (001), равным 9,8–10,1 Å. Наличие смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов подтверждается значениями межпакетных расстояний 11,3–11,5 Å.

Р и с. 9. Термограммы глин песчано-глинистой мегаформации

Глины: 1-4г, 2-83, 3-86 – монтмориллонитовые; 4-322, 5-400 – каолинитовые; 6-402 – монтмориллонит-каолинитовые; 7-5, 8-241, 9-403⁴, 10-413, 11-419 – гидрослюдистые

Преобладают глины с неупорядоченным чередованием гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов.

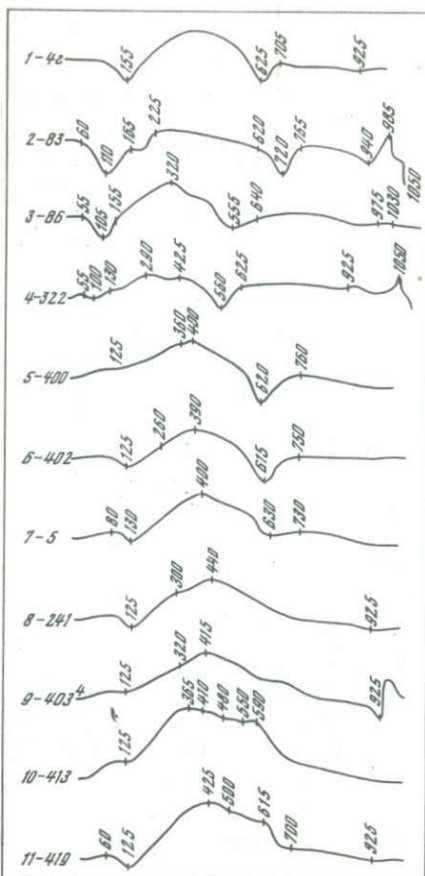
Каолинит (из каолинитовых глин) образует псевдокристаллы изометричной и удлиненной формы. Характерный для него эндоэффект приходится на 560°C (рис. 9, обр. 4-322) – удаление гидроксильной воды.

Каменные угли – один из типичных литотипов НУПГ формации, хотя количественно они ни в одном разрезе не составляют более 5%. Число пластов каменного угля, их строение, мощности, качество угля существенно меняются в различных разрезах формации. В общем виде наибольшая угленасыщенность свойственна средней части формации. В Александровском районе на Бродяжском месторождении выявлено 26 прослоев каменного угля, из которых 15 промышленных; на Первомайском – 18 пластов, из них 3 разрабатываются; на Лопатинском месторождении – от 14 до 53 пластов, из которых около 30, с суммарной мощностью 57,38 м, являются промышленными (История палеогенового угленакпления..., 1963).

Пласты каменного угля обычно имеют сложное строение: чередование пропластков блестящего, полуматового и матового угля. Внутри пластов угля нередко прослои аргиллитов, алевролитов и даже песчаников. Изредка встречаются кусочки окаменевшей смолы (янтарь?) красновато-бурого цвета размером до 5 см (реки Казачка и Гайба).

По вещественно-петрографическому составу каменные угли НУПГ формации относятся к микстогелитам. В Александровско-Лесогорском районе, в отличие от южных районов, они характеризуются высоким содержанием липоидных микрокомпонентов.

По составу исходного вещества угли относятся к гумусовым: кларены, дюрено-кларены и кларено-дюрены (История палеогенового угленакпления..., 1963).



Конгломераты и гравелиты в составе НУПГ формации не превышают, за редким исключением, 5%; развиты не повсеместно (в основном в северных районах) и неравномерно по разрезу формации (преимущественно в средней части). Встречаются они, как правило, в виде небольших, часто линзовидных прослоев в основании неполных ритмов. Гравийно-галечный материал сравнительно хорошо окатан. По составу гравийно-галечного материала конгломераты и гравелиты НУПГ формации сходны с конгломератами ПК формации.

К о н к р е ц и и, преимущественно сидеритовые, часто встречаются по всему разрезу НУПГ формации. Особенно многочисленны они в южных районах Сахалина (до 60 горизонтов в разрезе по р. Шебунинке). Весьма разнообразны конкреции по форме, размеру, составу, структурным и текстурным признакам. Окраска конкреций чаще всего коричнево-серая; форма караваеобразная, эллипсоидально-овальная, реже дискообразная и ромбоэдрическая; размер — от 0,1 до 0,5, иногда до 7–8 м; структура афанитовая; текстура однородная, слоистая и концентрическая. Центральная часть концентрических конкреций отличается мелкозернистой или тонкозернистой структурой, темной или почти черной окраской. К периферии конкреции становятся более светлыми по окраске и крупнозернистыми по структуре. Содержание FeCO_3 колеблется от 32,31 до 66,76% веса конкреций — более высокое в тонкозернистых разностях. Кроме мономинеральных, встречаются и полиминеральные конкреции, в которых, помимо преобладающего сидерита, отмечаются кальцит и коллофанит. Наряду с карбонатными минералами в составе конкреций содержится глинистый материал, обломочные зерна, обломки раковин, растительные остатки. Нерастворимый остаток достигает 29,10–55,07%.

Условия формирования

Палеогеографические. Наличие в составе НУПГ формации многочисленных прослоев углей и углистых сланцев, сидеритовых конкреций, обильного растительного детрита, остатков листовой флоры и пресноводной фауны (*Unio*, *Viviparus*, *Corbicula*) и отсутствие остатков морской фауны свидетельствуют о том, что отложения формации накапливались в пресноводно-континентальных условиях. Преобладали фации обводненных застойных болот, проточных болот и озер. Имели место фации русел, приустьевых аллювия, речных выносов в озера, лагун и заливов (История палеогенового угленакпления..., 1963), последние — лишь на завершающей стадии формирования формации.

Аналогичный с ПК формацией состав конгломератов и обломочной части песчаников НУПГ формации указывает на идентичность источников обломочного материала для этих двух формаций — мезозойско-палеозойские образования Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии в центральной части Сахалина, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов в южной части острова. Не исключается и влияние Сихотэ-Алиня, особенно для северных районов развития НУПГ формации. Еще один источник предполагается к востоку от п-ова Шмидта.

Судя по вещественному составу и распространению НУПГ формации (см. рис. 6), области сноса в пределах Сахалина были те же, что и во время формирования ПК формации: два несколько изолированных друг от друга горных массива (центральный и южный), сложенных мезозойско-палеозойскими образованиями. Обрамляющая массивы зона слабо всхолмленной равнины быстро сменялась обширной сильно заболоченной низменностью с многочисленными мелководными озерами. Ручьи и речки, начинаясь в горных массивах, пересекали слабо холмистую равнину, терялись среди озер и болот низменности. По окраине низменности, на стыке ее с зоной слабо всхолмленной равнины, шло образование ПК формации, а на остальной части низменности — НУПГ формации.

Постепенное разрушение горных массивов и выравнивание рельефа в областях сноса вело к миграции окружающих горные массивы физико-географических зон накопления ПК и НУПГ формаций в общем виде в направлении этих массивов, что отчетливо видно на характере палеоизохрон, отражающих возраст границ НУПГ и ПК формаций (см. рис. 7, 8).

Низкие значения коэффициентов: палеогеографического, выветрелости и мономинеральности — для отложений НУПГ формации подтверждают сделанный ранее (при рассмотрении ПК формации) вывод о большой расчлененности рельефа в областях сноса, быстрых темпах денудации, переноса и захоронения терригенного материала, отсутствии значительных по мощности кор выветривания. Правда, встречающиеся иногда в разрезах НУПГ формации прослой зрелых высокодисперсных глин и сопряженность их с участками повышенной угленосности и многочисленных сидеритовых конкреций не исключают локального развития в областях сноса небольших по мощности кор выветривания. О весьма своеобразных и не совсем ясных условиях образования или последующего преобразования осадков говорит совместное нахождение в отложениях НУПГ формации глин монтмориллонитового и каолинитового состава. Исходным материалом для смектитов, учитывая значение второго эндозффекта ($500-600^{\circ}\text{C}$), были, по-видимому, в основном вулканиты, а не слоистые силикаты. Вулканогенный материал мог трансформироваться в монтмориллонит в щелочной среде при условии незначительного содержания K_2O .

Климат, судя по растительным остаткам, характеризовался мягкой зимой и теплым продолжительным летом (Цыганова, 1962; История палеогенового угленакопления..., 1963). Горные массивы были покрыты хвойными и смешанными лесами (сосна, секвойя, дуб, липа). У подножия гор и на холмистой равнине, окружавшей гористые массивы, произрастали широколиственные (бук, дуб, липа, ильм) с примесью субтропических форм (пальма, магнолия, гинкго) леса. Болота и заболоченные участки обширной низменности были заняты эльшаниками, папоротниками и хвощами.

Наряду с высотной зональностью существовала и широтная зональность. Значение теплолюбивых растений возрастало в южном направлении. На несколько отличные условия торфообразования в северных и южных районах указывает постепенное возрастание в северном направлении содержания липоидных микрокомпонентов в углях НУПГ формации.

Палеотектонические. Структурная обстановка периода формирования НУПГ формации, как и предшествующей ПК формации, была predeterminedена завершающей фазой мезозойской складчатости, проявившейся, предположительно, в пред- или поздне меловое время, и камчатским этапом крупноамплитудного поднятия в конце позднего мела. В результате этих движений на месте Сахалина и прилегающих акваторий возникли две субмеридиональные системы прогибов-синклиналиев (западная и восточная), разделенные системой кулисообразно сочленяющихся поднятий-антиклиналий север-северо-западного простирания. Наиболее приподнятым (сводовым) частям таких поднятий-антиклиналий во время образования НУПГ формации соответствовали два упомянутых выше горных массива (центральный и южный) на месте Тымь-Поронайской депрессии и западной части Восточно-Сахалинского хребта (центральное поднятие), Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов (южное поднятие). Аналогичное поднятие в это время, предположительно, существовало и к востоку от п-ова Шмидта.

Из прогибов, судя по карте распространения НУПГ формации (см. рис. 6), особенно отчетливой была западная система, состоявшая из двух прогибов: северного и южного — центральные части которых располагались, по всей видимости, на месте соответственно Углегорско-Красногорского и Томари-Невельского районов. Первый разделял центральное и южное поднятия, а второй отделял южное поднятие от аналогичного поднятия на месте осевой части о. Хоккайдо.

Оформляются и прогибы восточной системы. Один из них располагался вдоль восточных отрогов Восточно-Сахалинского хребта и, будучи вытянутым на север, возможно, составлял единое целое (или был как-то связан) с прогибом на месте западного побережья п-ова Шмидта. Он, видимо, разделял центральное и предполагаемое северное поднятия.

Непосредственно вслед за камчатским этапом крупноамплитудного дифференцированного поднятия — максимального в районах перечисленных (южного, центрального и северного) поднятий — на крыльях прогибов начинает формироваться ПК формация, а в центральных частях прогибов — НУПГ формация. Такой характер осадконакопления особенно отчетлив для западной системы прогибов.

Сменившее подъем общее дифференцированное опускание территории с максимумом в центральных частях прогибов привело к постепенной миграции (от прогибов к поднятиям) фаций, в связи с чем отложения НУПГ формации в этом направлении все более омолаживаются и перекрывают мигрировавшие аналогичным образом образования ПК формации. Такой характер осадконакопления, судя по возрасту НУПГ формации (см. рис. 7, 8), продолжался на протяжении почти всего палеогенового этапа прогибания (седиментационного цикла): от дания до эоцена, а возможно, и раннего олигоцена.

Анализ мощностей НУПГ формации (см. рис. 6) показывает, что максимальное ее накопление имело место в Углегорско-Красногорском (до 1200 м) и Томари-Невельском (до 1000 м) районах, соответствующих, видимо, центральным частям северного и южного прогибов западной системы. Небольшие мощности НУПГ формации в районе Пояска и

постепенное ее сокращение до полного выклинивания в северном (г. Александровск), южном (п-ов Крильон) и восточном направлениях объясняются положением и конфигурацией ограничивающих прогибы поднятий: центрального и южного. Несколько большая мощность и более грубый вещественный состав (преобладание песчаников, наличие прослоев конгломератов и гравелитов) НУПГ формации в северном прогибе свидетельствуют, скорее всего, о значительно больших размерах центрального поднятия, или о существенном влиянии на осадконакопление в этом прогибе материковых областей сноса, или, наконец, о том и другом, вместе взятом. Сравнительно небольшие мощности НУПГ формации в восточном прогибе говорят прежде всего о связи ее здесь лишь с одним центральным поднятием и, очевидно, о несколько ином режиме осадконакопления в этом прогибе.

Помимо складчатых (завершающая фаза мезозойской складчатости) и волновых (камчатский этап крупноамплитудного поднятия и палеогеновый этап прогибания) движений, на осадконакоплении НУПГ формации сказались и колебательные движения. Аналогично с ПК формацией их влияние выразилось в отчетливой многопорядковой ритмичности, свойственной отложениям НУПГ формации. По своему содержанию элементарные ритмы НУПГ формации во многом сходны с аналогичными ритмами ПК формации, что еще раз свидетельствует о достаточно близких и синхронных условиях их образования.

Полезные ископаемые

Отложения НУПГ формации прежде всего богаты каменным углем, давно добываемым на целом ряде крупных месторождений. По качеству и степени метаморфизма углей в западной системе прогибов выделяются две зоны: северная и южная, примерно совпадающие с двумя одноименными прогибами. В южной зоне развиты неспекающиеся слабо метаморфизованные угли марки Д (Долинский и Томаринский районы) и даже БД (Горнозаводской и Невельский районы). В северной зоне преобладают коксующиеся и спекающиеся каменные угли марки Г и Ж (История палеогенового угленакпления..., 1963). Высокий метаморфизм углей северной зоны объясняется наложенным термальным воздействием молодых интрузий (Посыльный, 1960).

Заслуживают внимания в качестве железорудного сырья и многочисленные в составе НУПГ формации сидеритовые конкреции. По данным Л.С. Жидковой и В.Н. Тодоровской, в Томари-Долинском районе насчитывается от 4 до 8, а в Лесогорско-Красногорском — от 8 до 12 прослоев сидеритовых конкреций. В разрезе по р. Шебунинке в Невельском районе число прослоев сидеритовых конкреций достигает 60, а содержание $FeCO_3$ — 81% (Бродская, 1959а). Особый интерес представляют здесь вторичные скопления сидеритовых конкреций в составе отложений первой надпойменной террасы и в русловых образованиях.

Могут найти применение (в качестве адсорбентов и наполнителей в нефтеобработывающей, бумажной и спиртовой промышленности, для из-

готовления глинистого раствора при бурении скважин) бентонитовые глины, встречающиеся в НУПГ формации в виде прослоев (до 10 прослоев в отдельных разрезах) мощностью от 0,7 до 5 м в Невельском, Долинском и Углегорском районах. По составу они близки широко известным бентонитам Туркмении и Грузии (Захарова, 1961).

Отложения НУПГ формации перспективны на нефть и газ, хотя промышленных месторождений этих полезных ископаемых до сих пор в ней, несмотря на усиленные поиски, не установлено. О высокой перспективности образований НУПГ формации на нефть и газ свидетельствуют не только косвенные, но и прямые признаки. При разведочно-поисковом бурении на ряде площадей из отложений НУПГ формации в некоторых скважинах были получены непромышленные притоки нефти и газа. Так, был получен приток нефти из трещиноватых алевролитов НУПГ формации в интервале глубин 2520–2570 м на Южно-Невельской антиклинали; нефть с удельным весом $0,8395 \text{ г/см}^3$, высокопарафинистая (до 35%), с низким содержанием легких фракций (около 35%) и ароматических углеводородов (6,4% на дистиллят).

Многочисленны связанные с отложениями НУПГ формации естественные нефтегазопроявления: шахта 9бис Первомайская в среднем течении р. Шебунинки, Тихая, Амурская, Сплавная. Два первых нефтегазопроявления связаны с породами верхней части формации, вскрытыми в сводовой части Первомайской антиклинали. Близки у них и характеристики битумоидов: желтоватый цвет, вазелиноподобная консистенция, золотисто-желтый оттенок люминесценции, высокое содержание легких компонентов (масла и петролейно-эфирные смолы 86,47%, спирто-бензольные смолы 9,8%, асфальтены 0,76%). Газ без запаха, горит желтоватым пламенем без копоти.

С верхней частью НУПГ формации, вскрывающейся в присводовой части антиклинали, связано и нефтепроявление в устье р. Сплавной. Битумоид с сильным запахом керосина состоит на 84,9% из масел и петролейно-эфирных смол, на 10,94% — из спирто-бензольных смол и на 2,17% — из асфальтенов. Содержание битумоида в песчанике 0,21%.

Песчаники НУПГ формации с запахом нефти и содержанием битумоидов до 1,25–2,5% вскрыты на Лопатинском разведучастке в Краснорском районе.

Люминесцентно-битуминологическое изучение (Тараканова, 1968) показывает, что среднее содержание сингенетических битумоидов в алевропелитовых породах НУПГ формации составляет 0,032%, а в псаммитовых — 0,013%. Намечается некоторое возрастание содержания битумоидов с юга на север и снизу вверх по разрезу формации. Битумоидная характеристика позволяет отнести отложения НУПГ формации к возможно нефтегазопроизводящим, а хорошие коллекторские свойства отдельных песчаных горизонтов (пористость — до 32%, проницаемость — до 245 мД) и многочисленные нефтепроявления не исключают возможной, в том числе и промышленной, нефтегазоносности формации. Вполне благоприятна для этого и структурная обстановка.

Отложения НУПГ формации представляют интерес и для поисков некоторых малых и редких элементов.

КРУПНОФЛИШОИДНОСЛОИСТАЯ АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (АП) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Под АП формацией (рис. 10, см. вкл.) понимается толща крупнофлишоидно переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников с преобладанием (более 50%) последних. Изредка отмечаются небольшие прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов, единичные тонкие прослои углей и углистых сланцев. В низах формации иногда встречаются прослои ракушнякав.

Формация отличается строго выдержанным крупноритмичным строением. Типичный для АП формации ритм (цикл) состоит из мощного (до 10 м и более) прослоя песчаника в нижней части, который вверх по разрезу постепенно переходит в более тонкозернистые породы, до алевролитов и аргиллитов включительно. Зачастую верхние части ритмов (циклов) представляют собой пачки очень тонко (флишоидно) переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Залегающие выше этих пачек массивные песчаники относятся уже к следующему ритму.

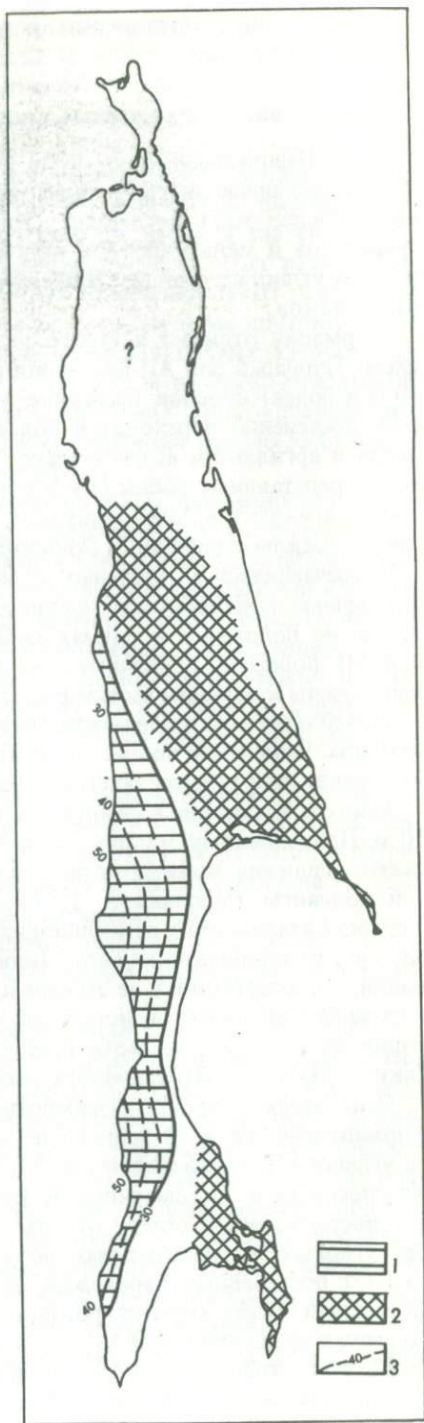
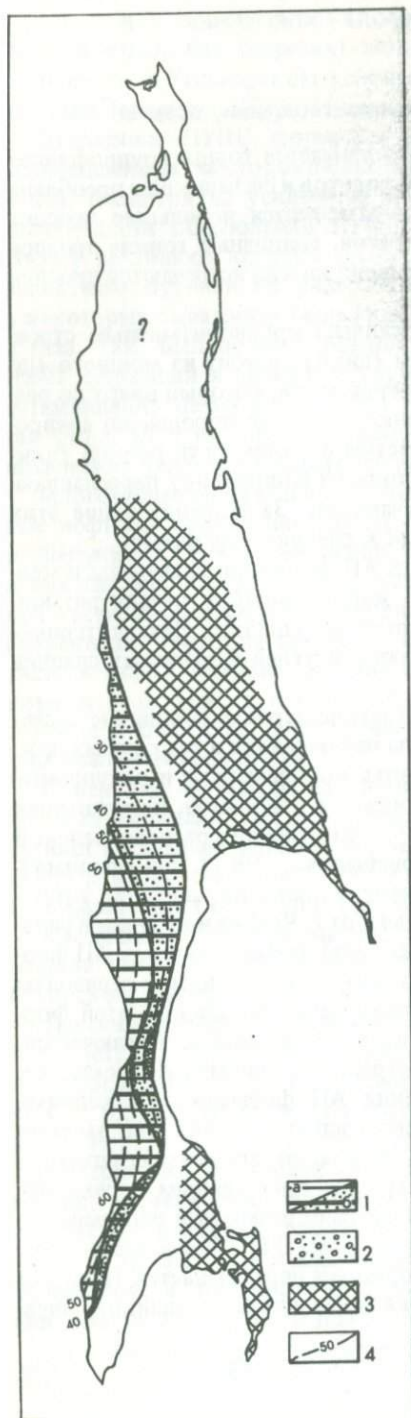
Встречающиеся в отдельных случаях в АП формации гравелиты и мелкогалечные конгломераты приурочены, как правило, к началу ритмов. Такое же положение в ритмах занимают и ракушнякаи. Нехарактерные для АП формации единичные тонкие прослои углей и углистых сланцев приурочены к верхним частям ритмов.

Поверхности разделов между ритмами четкие, нередко волнистые за счет размыва. Чаще всего волнистые контакты наблюдаются в тех случаях, когда в основании ритмов залегают гравелиты, конгломераты и ракушнякаи.

Мощности ритмов варьируют в среднем от 1 до 30 м, не превышая 50 м. Приведенному эталону соответствуют отложения краснопольевской свиты (Решения межведомственного совещания..., 1961) или одноименной подсвиты (Мельников, 1970), развитые лишь на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. К югу от г. Чехова и на п-ове Крильон, где краснопольевская свита (или подсвита) не выделяется, к АП формации, в соответствии с ее эталоном, относятся самые нижние горизонты такарадайской свиты. В остальных районах Сахалина аналоги этой формации не установлены, хотя присутствие ее полностью не исключается. Таким образом, АП формация распространена сравнительно локально.

Относительно просты взаимоотношения АП формации с соседними формациями. На всей территории своего распространения она залегают на угленосно-песчано-глинистой (НУПГ) формации, причем в Углегорско-Красногорском и Томаринском районах — с постепенным переходом, а к востоку, югу и северу от них — со следами размыва и перерыва, но без угловых и азимутальных несогласий (рис. 11). Повсеместно согласно, с постепенным переходом, АП формация перекрывается (рис. 12) формацией слабо сцементированных неяснослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ПАА).

Возраст относимых к АП формации отложений определяется то как ранний олигоцен (Жидкова, 1961а; Ратновский, 1961), то как поздний



эоцен — ранний олигоцен (Криштофович, 1961б). Логичнее представлять более широкий возрастной диапазон формации и гораздо большую асинхронность ее границ.

Наиболее отчетлива нижняя возрастная граница формации. Самой древней она, по всей видимости, является в Углегорско-Красногорском и Томаринском районах, где АП и НУПГ формации сменяют друг друга с постепенным переходом. К востоку нижняя возрастная граница АП формации существенно омолаживается за счет миграции фаций в этом направлении, с одной стороны, и некоторого размыва, предшествующего образованию АП формации, — с другой (см. рис. 11). Примерно аналогичным образом происходит постепенное омоложение и верхней границы АП формации в восточном направлении, но за счет лишь явления миграции фаций (см. рис. 12).

Вещественный состав

АП формация сложена почти исключительно породами терригенного ряда: аргиллиты — алевролиты — песчаники — гравелиты — мелкогалечные конгломераты. Изредка отмечаются прослои ракушняков, еще реже — тонкие прослои углей и углистых сланцев. По составу слагающих пород АП формация сравнительно однородна. Относимые к ней отложения иногда подразделяются на две несколько отличные по вещественному составу пачки (нижнюю и верхнюю) или два горизонта (загорский и снежинский) (Криштофович, 1961б). Характерные для нижней пачки прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов и ракушняков почти не встречаются в верхней пачке.

П е с ч а н и к и — основной (50–70% объема) литотип АП формации — образуют пласты мощностью от 1 до 20 м или тонкие сантиметровые прослои в пачках чередующихся алевролитов, аргиллитов и песчаников. Окраска песчаников чаще всего зеленовато- или голубовато-серая. Встречаются все три разновидности песчаников: крупно-, средне- и мелкозернистые, но преобладают последние. Роль мелкозернистых песчаников увеличивается в южном и западном направлениях. В этих же направлениях улучшается и отсортированность слагающего их терригенного материала. В северных разрезах в составе АП формации преимущественно развиты плохо сортированные песчаники ($S_o = 5-4$). Часто встречаются хлидолиты (песчаные, алевролитовые, глинистые и собственно хлидолиты), в которых ни одна из основных фракций не дости-

Р и с. 11. Схема взаимоотношения АП формации с подстилающими образованиями

1 — районы залегания АП формации на НУПГ формации: а — с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим стратиграфическим перерывом, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания АП формации на ПК формации; 3 — области сноса; 4 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы АП формации

Р и с. 12. Схема взаимоотношения АП формации с перекрывающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации ПАА на АП формации; 2 — области сноса; 3 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы АП формации

гает 50%. В Углегорско-Красногорском районе преобладают среднесортированные песчаники ($S_o = 3-4$). Южнее эти две разновидности имеют примерно одинаковое значение.

Среди песчаников АП формации встречаются как плотные массивные, так и слабо сцементированные слоистые разности. Слоистость обусловлена изменением размера зерен, ориентировкой фитодетрита или зоодетрита, расположением зерен глауконита и агрегатов гидроокислов железа. Слоистость горизонтальная, волнистая и косая (однонаправленная, перистая, перекрестная), субпараллельная и сходящаяся, с прямолинейной и криволинейной формой слоев (углы наклона составляют от 10 до 30°). Иногда на поверхностях напластования наблюдаются мелкие симметричные (следы ряби волнения) или асимметричные (следы течений) валики.

Обломочная часть песчаников АП формации, как и в предыдущих формациях, представлена кварцем (20–40%), полевыми шпатами (15–30%), обломками осадочных (до 25%), метаморфических (10–30%) и эффузивных (5–15%) пород; встречаются слюды и хлорит. Зерна кварца свежие, угловатые, изредка трещиноватые, с мозаичным строением и волнистым погасанием. Кварц является основным компонентом обломочной части песчаников АП формации.

Среди полевых шпатов преобладают плагиоклазы (андезин). В небольшом количестве присутствуют ортоклаз, решетчатый микроклин и пертиты с вростками вермикулитовой формы.

Обломки осадочных пород представлены в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Изредка отмечаются обломки пород типа диатомита с хорошо сохранившимися остатками микроорганизмов.

Из метаморфических пород в обломочной части песчаников присутствуют кварциты и разнообразные сланцы.

Эффузивные породы представлены андезитами, порфиритами и дацитами.

По классификации В.Д. Шутова (1967), песчаники относятся в основном к полевошпат-кварцевым грауваккам. Изредка встречаются кварц-полевошпатовые граувакки (табл. 7).

В некоторых разрезах АП формации (реки Парусная и Донская) отмечаются единичные прослои песчаников мощностью до 2–3 м с большим (до 25–30%) содержанием глауконита. Глауконит – аутигенный, интенсивной травянисто-зеленой окраски, в виде крупных трещиноватых зерен лапчатой формы, с высоким показателем преломления ($N_{ср} = 1,630$).

Коэффициент выветрелости песчаников изменяется от 3,3 до 4,7. Более постоянный коэффициент мономинеральности составляет 1,2.

Тяжелая фракция в песчаниках АП формации по количеству (0,03–1,7% от веса породы) и составу мало чем отличается от тяжелых фракций в песчаниках ПК и НУПГ формаций. Она представлена рудными минералами (11,2–38,7%; среднее содержание 22,5%), бурыми окислами (0–24,6%; 3,5%), лейкоксеном (2,4–31,5%; 16,5%), измененными титан-

Таблица 7

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород АП формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
403 ³	р. Томаринка	30	15	5	20	20	10	Полевошпат-кварцевая граувакка
404 ¹⁰	"	25	15	5	25	20	10	То же
405 ¹¹	"	30	20	5	20	20	5	"
407*	"	25	20	—	15	25	15	"
409 ⁵	"	30	20	5	20	20	5	"
540	"	40	20	5	15	15	5	"
541*	р. Найба	40	10	15	15	10	10	"
550	"	25	15	5	20	25	10	"
551*	"	35	20	5	15	20	5	"
210a	р. Парусная	25	20	10	15	25	5	Кварц-полевошпатовая граувакка
207a	"	20	15	5	20	30	10	То же
30a	р. Августовка	30	20	—	15	25	10	Полевошпат-кварцевая граувакка
30в	"	20	15	5	25	30	5	Кварц-полевошпатовая граувакка
31г	"	25	20	5	25	20	5	То же
31	"	35	20	5	15	20	5	Полевошпат-кварцевая граувакка
28a	"	25	15	5	15	30	10	То же
27	"	20	10	5	20	30	15	Кварц-полевошпатовая граувакка

* Алевролиты.

Таблица 8

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции пород АП формации

№ обр.	Место взятия образца	Рудные	Гидро-окислы железа	Лейкоксен	Титансо-держачие (измен.)	Рутил	Сфен	Брукит	Циркон	Гранат
729	р. Августовка	15,0	7,5	28,6	10,2	—	—	—	9,2	10,5
703*	"	30,1	23,9	14,9	5,0	—	—	—	10,4	6,5
486*	"	14,3	10,1	18,0	6,7	—	—	—	25,8	5,2
540	р. Найба	30,5	10,0	5,0	3,5	—	—	—	10,0	5,5
550	"	23,7	17,5	10,5	4,0	—	—	—	8,5	3,0
552	"	24,5	15,5	8,5	5,5	—	—	—	5,0	4,5
627	р. Парусная	23,2	20,0	13,7	—	—	—	—	5,1	7,1
630	"	15,2	14,3	12,6	6,4	—	—	—	5,3	15,8
632	"	25,0	10,0	15,0	11,0	—	—	—	7,5	10,5
404	"	22,8	4,7	8,8	6,3	0,3	0,3	—	3,8	5,6
404 ⁵	"	35,4	2,5	15,2	1,0	—	—	0,2	24,7	14,8
404 ⁶	"	38,7	—	2,4	3,6	0,4	—	—	28,1	16,7
405 ¹⁰	"	31,2	0,2	13,3	7,8	0,2	2,1	—	25,6	1,9
405 ¹¹	"	31,2	5,4	14,1	19,4	0,8	—	—	16,2	12,9
406 ²	"	21,3	0,8	25,5	9,3	0,2	—	—	10,1	13,1
409 ¹	"	32,3	1,4	15,3	4,9	0,3	0,7	0,3	17,0	13,7
409 ³	"	11,2	24,6	10,5	—	—	—	—	8,4	5,6
409 ⁸	"	36,8	0,8	10,5	2,9	0,2	0,2	—	29,9	8,8
410	"	20,3	0,6	23,5	9,8	—	1,7	—	12,5	10,4
410 ¹⁴	"	30,2	0,7	28,0	20,0	—	—	—	12,5	3,6
410 ²¹	"	23,7	0,5	31,5	2,0	0,8	0,8	—	18,0	1,1

* Алевролит.

Таблица 8 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Эпидот	Ортит	Турмалин	Пироксен	Роговая обманка	Хлорит	Слюда	Корунд	Апатит	Пирит
729	р. Августовка	7,9	—	1,0	4,8	2,5	2,8	—	—	—	—
703*	"	1,0	—	1,5	1,0	2,6	4,0	—	—	—	—
486*	"	3,6	—	0,6	2,1	6,0	5,3	2,3	—	—	—
540	р. Найба	15,0	1,6	0,5	4,5	4,0	6,4	—	—	3,5	—
550	"	17,5	0,3	0,3	3,3	4,3	2,7	—	0,4	4,0	—
552	"	20,5	2,0	0,4	2,1	2,8	5,3	0,4	—	3,0	—
627	р. Парусная	10,0	—	—	1,0	6,0	12,3	0,6	—	1,0	—
630	"	19,4	1,5	0,8	1,3	1,0	4,2	—	0,5	1,7	—
632	"	6,0	1,4	1,0	3,0	4,6	2,0	1,5	—	1,5	—
404	"	5,0	0,3	1,3	33,3	7,2	—	—	0,3	—	1,2
404 ⁵	"	2,5	—	2,1	0,2	1,4	—	—	—	—	—
404 ⁶	"	—	—	0,8	7,7	1,6	—	—	—	—	12,1
405 ¹⁰	"	3,7	0,2	2,3	0,2	1,1	0,2	—	—	—	0,9
405 ¹¹	"	2,0	—	1,2	2,5	3,3	—	—	—	—	—
406 ²	"	7,7	0,2	5,2	0,8	3,1	—	—	0,2	2,5	2,4
409 ¹	"	6,0	0,7	1,7	2,4	2,6	—	—	0,7	—	34,3
409 ³	"	4,9	—	—	31,3	3,5	—	—	—	—	26,6
409 ⁸	"	1,0	—	0,4	—	0,7	0,2	—	—	—	0,4
410	"	9,8	1,3	3,2	0,2	4,9	0,4	—	0,2	1,2	3,1
410 ¹⁴	"	0,6	0,1	2,6	—	1,6	—	—	—	0,1	1,8
410 ²¹	"	1,2	0,3	1,2	1,0	2,0	0,3	13,6	—	—	60,4

содержащими минералами (0–20,0%; 7,2%), цирконом (3,8–29,9%; 17,4%), гранатом (1,1–16,7%; 9,8%), эпидотом (0–20,5%; 6,9%), турмалином (0–5,2%; 1,3%), пироксеном (0–33,3%; 6,6%), роговой обманкой (0,7–7,2%; 2,8%), пиритом (0–60,4%). В небольшом количестве присутствуют хлорит, слюды, андалузит, ортит, корунд, рутил, брукит и апатит (табл. 8).

Л.А. Зиндель на основании высоких содержаний пирита (30,5–68,9%), диопсида (18,5–54,0%), роговой обманки (3,4–9,8%) и глаукофана (4,3–13,7%) относит эти отложения к глаукофан-диопсидовой минералогической зоне, а В.Н. Тодоровская – в Невельском районе – к лейкоксен-апатитовой зоне (сланцисто-хлоритовая подзона), в Ильинско-Долинском районе – к лейкоксеновой зоне (ортит-эпидот-пиритовая подзона), в Лесогорском районе – к зоне бурых окислов (рутил-пиритовая подзона).

Отношение устойчивых минералов к неустойчивым составляет 1,3–2,4.

Цемент глинистый, известково-глинистый, хлорито-глинистый; тип цементации – от базального до порового. В известковистых песчаниках общая карбонатность достигает иногда 22%, причем CaCO_3 составляет 5,18–16,85%, FeCO_3 – 4,13–5,79%, а MgCO_3 0,85–3,95%. Кальцит и сидерит (пелитоморфные или мелкокристаллические) развиваются по глинистому цементу, состоящему преимущественно из гидрослюд. По гидрослюдам иногда развивается и волокнистый хлорит.

Алевролиты составляют 10–20% от общего объема АП формации. Они образуют тонкие прослойки в пачках переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Цвет темно-серый, с коричневатым или зеленоватым оттенком. Отдельности при выветривании – мелкощебенчатая, плитчатая, реже конкрециевидная. Слоистость горизонтальная, волнистая, изредка косая. Встречаются конкреции сидерит-кальцитового и кальцитового состава, остатки фауны и флоры, фитодетрит, мелкие плоские стяжения пирита.

В составе АП формации преобладают мелкозернистые ($Md = 0,06$ мм) средне отсортированные (So меньше 3) алевролиты. Меньше распространены плохо отсортированные алевролиты и алевритовые хлидолиты. Зерна в обломочной части угловатые, хорошей сохранности. Состав их мало чем отличается от обломочной части песчаников.

Цемент глинистый – гидрослюды с примесью каолинита и монтмориллонита. Преобладание гидрослюд подтверждается на рентгенограммах базальными рефлексамии с межплоскостными расстояниями 9,8–10,1 Å, а на термограммах – двумя плавными эндотермическими эффектами при $t_1 = 80–200^\circ\text{C}$ (удаление межслойной воды) и $t_2 = 550–650^\circ\text{C}$ (удаление конституционной воды) и одним экзотермическим эффектом при $t = 350^\circ\text{C}$ (окисление железа в биотите).

Аргиллиты в составе АП формации встречаются в основном в виде сантиметровых прослоев в пачках тонко переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников либо в виде мелких линзовидных включений внутри песчаных прослоев. В отдельных случаях отмечаются прослои аргиллитов мощностью до 1,5–2 м.

Резко преобладающая (до 75% объема породы) пелитовая фракция представлена зеленовато-серой слабо поляризуемой массой хлопьевидно-сгустковой или чешуйчато-волоконистой (микрослоистой) текстуры. Основная роль в ее минеральном составе принадлежит гидрослюдам мусковитового ряда. В качестве примесей присутствуют каолинит, монтмориллонит, кальцит, сидерит, пирит, хлорит и смешанослойные образования.

Относительно мономинеральные гидрослюдистые аргиллиты содержат SiO_2 до 58,34%, Al_2O_3 до 16,80%, K_2O до 4,80% и гигроскопической воды до 6,50%; коэффициент выветрелости составляет 3,4 (табл. 9).

В каолинит-гидрослюдистых аргиллитах содержание SiO_2 снижается до 47,93%, а Al_2O_3 повышается до 23,24%; коэффициент выветрелости составляет 2–2,1.

В отдельных разрезах АП формации (реки Августовка и Углегорка) отмечаются единичные прослои карбонатных фосфатизированных аргиллитов, в которых содержание P_2O_5 достигает иногда 6,69%.

Ракушняки, или устричники (преобладают раковины или обломки раковин из рода *Ostrea*), в составе АП формации развиты неповсеместно (в Томаринском и Александровско-Углегорском районах) и не по всему разрезу (в нижней части формации). Они образуют прослои мощностью до 5 м, залегающие, как правило, в основании неполных ритмов. В разрезе по р. Агнево насчитывается четыре прослоя ракушников, по р. Августовке 6–8, по р. Углегорке – 4. В Красногорском районе ракушняки не отмечаются. Они вновь появляются южнее, в Томаринском районе – реки Старицкая, Томаринка, Найба. Большинство раковин хорошей сохранности (сохраняется скульптура), цельные, часто с нераскрытыми створками; ориентированы параллельно друг другу, скреплены песчано-гравийным материалом.

Конгломераты и гравелиты встречаются в нижней части АП формации в виде небольших (0,1–0,5 м мощности) линзовидных прослоев в основании неполных ритмов в тех же, что и ракушняки, районах – Александровско-Лесогорском и Томаринском. Конгломераты мелкогалечные, с хорошо окатанной галькой преимущественно из метаморфических и эффузивных пород.

Каменные угли и углистые сланцы, в общем не свойственные АП формации, в виде тонких (не более 0,2 м мощности) единичных прослоев изредка отмечаются в тех же Александровско-Лесогорском и Томаринском районах.

Условия формирования

Палеогеографические. Резкое преобладание в составе АП формации псаммитов, часто встречающаяся перистая и перекрестная косяя слоистость, следы течений и волноприбойной ряби, многочисленные по всему разрезу остатки мелководной морской фауны (*Ostrea*, *Pitaria*, *Modiolus*) иногда с образованием целых прослоев ракушников-устричников, почти полное отсутствие каменных углей и углистых сланцев свидетельствуют о прибрежно-морских (литораль и сублитораль) условиях

Таблица 9

Химический состав (в %) пород АП формации

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO
126	р. Августовка	Песчаник	64,97	16,51	1,20	4,31	0,64	Сл.	0,08	1,77
19в	"	"	69,87	14,65	1,65	2,56	0,69	0,02	0,08	0,93
28л	"	Алевролит	65,17	15,79	1,88	3,50	0,79	0,09	0,11	2,92
346	р. Углегорка	Глина	58,34	16,80	8,64	—	0,42	—	—	2,86
347	"	"	47,93	23,24	6,06	—	0,68	—	—	2,86
348	"	"	48,96	22,89	6,69	—	0,80	—	—	2,55
206	р. Парусная	Песчаник	59,07	17,72	3,84	2,20	0,67	0,06	0,13	0,58
180	"	Алевролит	60,64	14,36	1,15	2,77	0,49	0,34	0,22	5,29
157	"	"	63,55	15,40	1,74	3,72	0,53	0,11	0,19	1,05
146	"	Песчаник	65,84	14,86	1,67	3,33	0,45	0,07	0,12	0,90

Таблица 9 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}	П.п.п.	H ₂ O	Σ	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
126	р. Августовка	Песчаник	1,21	2,30	1,87	0,12	4,91	0,38	100,27	3,9
19в	"	"	0,73	2,02	2,14	0,54	3,37	0,57	99,82	4,7
28л	"	Алевролит	0,85	2,09	2,37	0,19	3,65	0,84	100,19	4,1
346	р. Углегорка	Глина	1,40	—	4,80	—	6,50	—	99,76	3,4
347	"	"	1,05	—	3,21	—	12,57	—	97,60	2,0
348	"	"	0,95	—	3,23	—	12,27	—	98,34	2,1
206	р. Парусная	Песчаник	3,01	1,52	2,24	0,03	4,94	3,68	99,74	3,3
180	"	Алевролит	2,16	2,83	2,53	0,08	6,01	1,70	100,57	4,2
157	"	"	4,01	2,12	2,22	0,08	4,01	1,57	100,30	4,1
146	"	Песчаник	2,28	2,76	2,35	0,07	3,34	1,56	99,60	4,4

формирования рассматриваемых образований (фации мелководно-морские и прибрежно-морские, реже фаии отшнурованных лагун и заливов).

Мелководный прибрежно-морской режим осадконакопления подтверждается особенностями аутигенного глауконита (крупный размер и лопастная форма зерен с трещинами старения и усыхания геля, интенсивная травяно-зеленая окраска, высокий показатель преломления) в глауконитовых песчаниках (Петелин, 1954; Горбунова, 1950), ходами илоедов, остатками морских мелководных *Balanus* sp., отпечатками морской травы *Zostera pacifica* Watson, произрастающей обычно на мелководных участках спесчаным дном и спокойным, даже замедленным режимом накопления осадков.

Часто наблюдаемые в песчаниках мелкие (до 5—8 см в длину) миллиметровой толщины линзочки аргиллитов и алевролитов (волнисто-изогнутые по форме, крупноячеистые в плане) образовались, скорее всего, в результате выноса (и последующего стадийного отложения) терригенного материала в мелководный морской бассейн с неровным (за счет течений и волнового воздействия) песчаным дном. Наиболее тонкий (алевроито-пелитовый) материал осаждался в более позднюю стадию, в момент относительно спокойного состояния в бассейне, и сохранялся от очередного взмучивания лишь в ячеистых углублениях дна. Вновь поступавшие порции грубого (псаммитового) материала захороняли старые ячейки и образовывали новые.

Бассейн осадконакопления не был однородным. Наиболее мелководные условия, судя по распространению конгломератов, гравелитов, ракушняков и единичных прослоев углей или углистых сланцев, существовали на территории Александровско-Лесогорского и Томаринского районов. Разделяющие их Углегорско-Красногорский и Чеховско-Холмский районы, где в составе АП формации грубозернистые разности редки или не встречаются совсем, характеризовались относительно глубоководными условиями осадконакопления. Этими причинами, очевидно, объясняется и более низкая отсортированность песчаников АП формации в Александровско-Лесогорском районе ($S_o = 5-4$) по сравнению с Углегорско-Красногорским ($S_o = 3-4$).

Море было довольно теплым, хорошо прогреваемым. Обильные *Ostrea* в составе ракушняков-устричников указывают на то, что летняя температура на устричных банках была, по-видимому, не ниже $+25^{\circ}\text{C}$. Это подтверждают и встречающиеся в АП формации прослои фосфатизированных пород. Глубины не превышали 30 м, аэрация — близкая к нормальной, гидродинамический режим — активный, осадконакопление — замедленное, соленость — не ниже $13^{\circ}/\text{oo}$ (Наливкин, 1955).

Чрезвычайно близкий состав обломочной части псефито-псаммито-алевроитовых пород (как для легкой, так и для тяжелой фракций) ПК, НУПГ и АП формаций, особенно для двух последних, свидетельствует об идентичности источников исходного терригенного материала. Такими во время образования АП формации (как и во время двух предшествующих формаций) в пределах острова Сахалин были все те же два горных массива (центральный и южный), располагавшихся на месте восточной части Тымь-Поронайской депрессии и западной

части Восточно-Сахалинского (центральный массив), Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов (южный массив). Массивы последовательно обрамлялись зонами слабо всхолмленной предгорной равнины и заболоченной низменности. В пределах первой зоны формировалась ПК формация, в пределах второй — НУПГ формация.

Образование АП формации связано с постепенным затоплением заболоченной низменности мелководным морем. Затопление привело к сужению зон заболоченной низменности и предгорной равнины, к смещению их к подножию горных массивов. Ручьи и речки, стекая с массивов, пересекали зоны предгорной равнины и заболоченной низменности, впадали в многочисленные заливы и лагуны — фронтальную часть наступавшего моря. Наиболее отчетливой такая зональность в расположении ландшафтных зон была к западу от горных массивов, вдоль западного побережья Сахалина, от Александровска на севере до Холмска на юге.

Судя по характеру распространения (см. рис. 10) и особенностям вещественного состава (распределение основных литотипов по разрезу и особенно по площади, улучшение отсортированности материала в западном и южном направлениях, наклон косых серий в песчаниках) АП формации, море двигалось с запада на восток, точнее, от низменных участков на западе — к горным массивам на востоке. Подтверждается это и зональным характером взаимоотношения АП формации с подстилающей ее НУПГ формацией: постепенный переход на западе, следы размыва и перерыва в осадконакоплении на востоке.

Особенно хорошо это видно по палеоизохронам, отражающим возраст нижних горизонтов АП формации (см. рис. 11). Если в начале формирования АП формации море занимало небольшие прибрежные участки в Углегорском и Томаринском районах, то в конечную стадию ее формирования оно распространилось на все западное побережье: от Александровска на севере до Невельска на юге. Отдельные, далеко вдававшиеся на восток, морские заливы в ряде мест распространились почти на всю ширину Западно-Сахалинского хребта.

Низкие значения коэффициентов: палеогеографического, выветренности и мономинеральности — для отложений АП формации, плохая отсортированность и окатанность зерен, высокое содержание неустойчивых минералов (полевые шпаты, апатит, хлорит) с сохранением типоморфных особенностей свидетельствуют о большой расчлененности рельефа в областях сноса, интенсивном режиме денудации, переноса и захоронения исходного терригенного материала.

Палеотектонические. Образование АП формации связано с усилением начавшегося в конце позднего мела — раннем палеогене (палеогеновый этап прогибания) общего, но дифференцированного опускания территории Сахалина и составляющих его структурных элементов: двух (западной и восточной) субмеридиональных систем прогибов, разделенных продольной системой поднятий. Наиболее отчетливому опусканию, судя по распространению и мощностям АП формации (см. рис. 10), подверглась западная система из двух прогибов: северного и южного, располагавшихся на месте Углегорско-Красногорского

и Томаринского районов. Именно здесь началась постепенная смена субконтинентальных условий образований НУПГ формации прибрежно-морскими условиями образования АП формации: наиболее древний возраст нижних горизонтов АП формации и согласное, с постепенным переходом, взаимоотношение ее с подстилающей НУПГ формацией (см. рис. 11).

Начавшаяся трансгрессия распространялась в восточном направлении и постепенно захватила и западные крылья смежных с прогибами центрального и южного поднятий. Наступление моря сопровождалось нивелировкой рельефа и частичным размывом отложений НУПГ формации: омоложение нижних горизонтов АП формации в восточном направлении и следы размыва на контакте с подстилающей ее НУПГ формацией. По существу АП формация как геологическое тело является вещественным отражением движения мелководного морского бассейна, ингрессирующего со стороны прогибов в сторону отстающих в опускании поднятий.

Наибольшему прогибанию (не менее 1000 м) с сохранением мелководных морских условий осадконакопления, судя по мощностям АП формации, подверглись центральные (или близкие к ним) части прогибов: Углегорско-Красногорский и Томаринский районы. К востоку, северу и югу от этих районов, т.е. по направлению к крыльям прогибов, мощность АП формации быстро сокращается до полного выклинивания формации. Еще дальше к периферии, за пределами распространения АП формации, шло накопление отложений НУПГ и ПК формаций.

Отсутствие АП формации в восточной системе прогибов (в пределах современных границ Сахалина) говорит, скорее всего, о несколько иных условиях осадконакопления на этой территории. Здесь, очевидно, отсутствовал режим длительно существовавшего мелководного моря.

Наряду с волновыми движениями, обусловившими формирование АП формации в целом, образование ее отложений сопровождалось проявлением и колебательных движений, обусловивших характерную для формации ритмичность трансгрессивного типа, сходную в общих чертах с ритмичностью в отложениях НУПГ и ПК формаций.

Полезные ископаемые

Промышленных концентраций минерального сырья в отложениях АП формации пока не установлено. Однако она является перспективной на некоторые виды полезных ископаемых, в частности на глауконит, фосфаты, нефть и газ.

Фосфатоносные породы в составе АП формации встречаются в виде отдельных прослоев фосфатизированных аргиллитов и алевролитов мощностью до 2 м (р. Августовка — 3 прослоя, р. Углегорка — 1 прослой), фосфатизированных песчаников мощностью до 5 м, линз и желваков (Захарова и др., 1961). Установлены они лишь к северу от Углегорска в верхней части формации. Фосфат кальция чаще всего встречается в пелитоморфном состоянии в глинистой массе аргиллитов в ассоциации с кальцитом и сидеритом, в цементе фосфатизированных алевролитов

и песчаников, реже образует мелкие изометричные зернышки аутигенного коллофанита. Содержание P_2O_5 сильно изменяется по простиранию прослоев. В песчаниках оно не превышает 2%, в алевролитах и аргиллитах достигает 6,69%, а в конкрециях — 24,32%.

Глауконит (сырье для изготовления удобрений и красителей) в некоторых районах (Александровском, Томаринском, Долинском) развития АП формации образует отдельные прослои глауконитовых песчаников. Содержание глауконита в этих песчаниках составляет 15–20%, иногда — до 30%.

Нефтегазопроявлений (не говоря уже о месторождениях) в образованиях АП формации не выявлено. Тем не менее о перспективности формации на нефть и газ свидетельствуют повышенные (до 0,16%) концентрации битумоидов аллотигенного типа, наличие крупных по мощности пластов песчаников (в качестве возможных коллекторов), разделенных пачками алевролитов и аргиллитов (покрышки), благоприятные структурные условия и т.д.

ФОРМАЦИЯ СЛАБО СЦЕМЕНТИРОВАННЫХ НЕЯНСЛОИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ, АЛЕВРОЛИТОВ И АРГИЛЛИТОВ (ПАА)

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

За эталон формации ПАА принимается толща, состоящая из слабо уплотненных песчаников, алевролитов и аргиллитов, лишенных ясно выраженной слоистости и ритмослоистости. Имеет место лишь самая общая смена (снизу вверх по разрезу формации) пород: песчаники — глинистые песчаники — песчаные алевролиты — алевролиты — аргиллиты. Основной литотип — песчаные алевролиты; несколько меньшую роль играют песчаники и аргиллиты. Соотношение перечисленных литотипов по площади сильно меняется. Незначительно и неповсеместно в верхах формации развиты окремненные аргиллиты. В низах формации изредка отмечаются небольшие прослои мелкогалечных конгломератов или гравелитов.

Приведенному эталону в западной системе прогибов отвечают отложения такарадайской свиты (Алексейчик и др., 1954; Решения межведомственного совещания..., 1971) или одноименной подсвиты (Мельников, 1970) западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория и двух верхних пачек (песчано-алевролитовой и окремненных алевролитов и аргиллитов) такарадайской подсвиты (Мельников, 1970) или гастелловской свиты (Жидкова, 1961б; Жидкова, Кузина, 1961; Криштофович, 1960, 1961 а, б, 1964) восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория.

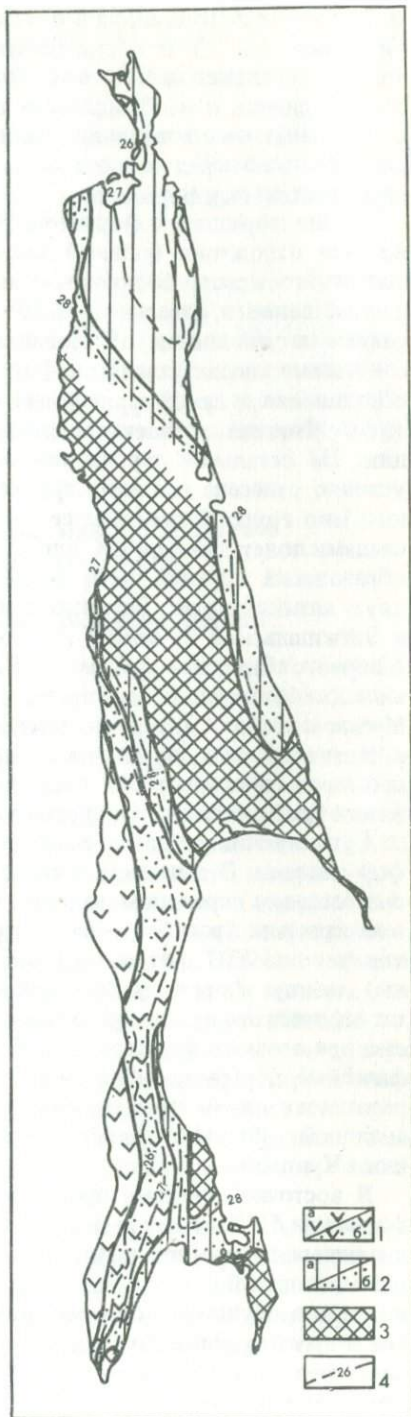
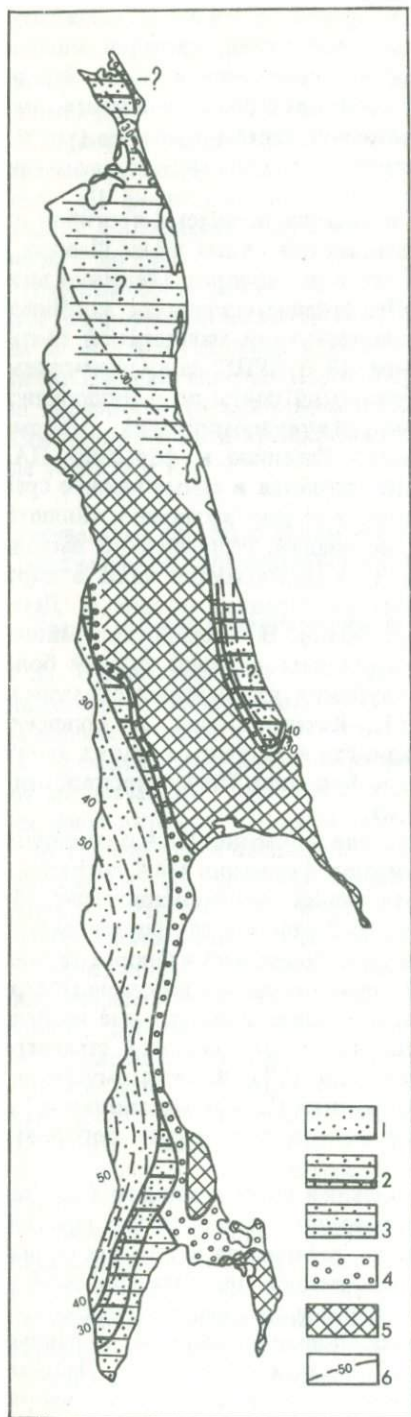
Близким (в общих чертах) эталоном характеризуется ПАА формация и в восточной системе прогибов: слабая уплотненность пород, неясная слоистость и ритмослоистость (или их полное отсутствие), неотчетливые постепенные взаимопереходы между породами, плохая отсортированность материала, отсутствие выдержанного соотношения между литотипами. Отличие заключается в небольшом суммарном преобладании песчаников

над другими породами, да в отсутствии строгой общей последовательности (снизу вверх) в смене песчаников аргиллитами, хотя тенденция к такой последовательности в неясной форме намечается и здесь. Эти отличия привели к необходимости выделения двух более или менее самостоятельных эталонов для западной и восточной систем прогибов (рис. 13, см. вкл.), но вряд ли их можно считать достаточными для выделения самостоятельных формаций.

Таким образом, к формации ПАА в восточной системе прогибов относятся отложения большей части мачигарской свиты п-ова Шмидта и восточного крыла Восточно-Сахалинского антиклинория (Решения межведомственного совещания..., 1961). Исключение составляют конгломератные и угленосные образования в нижней части мачигарской свиты, относимые соответственно к формациям ПК и НУПГ, да вулканогенные образования в самой верхней части мачигарской свиты по р. Водопадной (п-ов Шмидта), относимые к вышележащей вулканомиктовой формации. На остальной территории северного Сахалина к формации ПАА условно отнесена вся мачигарская свита, включая и самые нижние сравнительно грубообломочные ее горизонты, которые, возможно, являются следами подстилающих ПК или НУПГ формаций. Разрозненные выходы образований верхней части формации ПАА наблюдаются лишь в ядрах двух антиклиналей: Дагинской на востоке (среднее течение р. Даги) и Энгизпальской на западе (р. Средний Вагис). Во всех других районах северного Сахалина формация ПАА перекрыта мощной толщей более молодых отложений и вскрыта рядом глубоких разведочных скважин на Музьминской, Центрально-Тамлевской, Катанглийской и Охинской площадях. Кстати, на Охинской площади, где в отличие от других площадей мачигарская свита не выделяется, к формации ПАА относятся отложения тумской свиты в полном ее объеме.

Существенно различны взаимоотношения формации ПАА с соседними формациями. В западной системе прогибов формация ПАА согласно, с постепенным переходом, залегает на отложениях АП формации (рис. 14), а на крыльях прогибов — на ПК формации. В районах, где формация ПАА залегает на НУПГ формации (п-ов Крильон, Долинский и Онорский районы), между формациями отмечаются следы размыва и небольшого стратиграфического перерыва. Угловые, а тем более азимутальные несогласия при этом не фиксируются. Отчетливый размыв, большой стратиграфический перерыв, небольшие угловые (до 10°) и даже азимутальные несогласия отмечаются на контакте формации ПАА и подстилающей ее аспидной (позднемеловой) мегаформации по восточному побережью п-ова Крильон.

В восточной системе прогибов на большей части северного Сахалина формация ПАА, в связи с условным отнесением к ней нижних грубообломочных горизонтов мачигарской свиты, залегает на различных формациях аспидной (позднемеловой) мегаформации: на Катанглийской и, возможно, Музьминской площадях — с явными следами размыва и большого стратиграфического перерыва, а на Охинской площади, по данным некоторых исследователей, — даже с угловым несогласием. На п-ове Шмидта и на восточном крыле Восточно-Сахалинского антиклинория



формация ПАА с предполагаемыми следами размыва сменяет НУПГ формацию, а за пределами распространения последней с постепенным переходом — ПК формацию.

Несколько проще характер взаимоотношения формации ПАА с перекрывающимися формациями (рис. 15). В западной системе прогибов формация ПАА на большей части своего распространения перекрывается нижней вулканомиктовой (НВ) формацией: в Лесогорско-Углегорском и Томари-Невельском районах — с постепенным переходом, а к востоку от этих районов — со следами размыва и небольшого стратиграфического перерыва. Еще восточнее (западный борт Тымь-Поронайской депрессии, Сусунайская и Муравьевская депрессии) формация ПАА со следами размыва и более значительного стратиграфического перерыва, но без угловых и азимутальных несогласий перекрывается формацией тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА).

В восточной системе прогибов формация ПАА почти повсеместно (в пределах острова) перекрывается формацией КАА, причем на большей части территории северного Сахалина — согласно, с постепенным переходом. Следы размыва и небольшого стратиграфического перерыва между этими формациями отмечаются по западным крыльям прогибов (Музыминская площадь, восточное крыло Восточно-Сахалинского антиклинория). На западном побережье п-ова Шмидта на очень небольшом участке в бассейне р. Водопадной формация ПАА перекрывается (предположительно согласно) нижней вулканомиктовой (НВ) формацией.

Весьма разноречивы представления о возрасте формации ПАА. В западной системе прогибов возраст относимых к формации отложений определяется на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория как средний-поздний олигоцен (Решения межведомственного совещания..., 1961), а на восточном крыле антиклинория — как олигоцен (Егоров и др., 1966; Мельников, 1970) или ранний миоцен (Жидкова, 1961б; Жидкова, Кузина, 1961; Криштофович, 1960, 1961 а, б, 1964). Однако, учитывая особенности формирования (миграция фаций с запада на восток) и характер взаимоотношения формации ПАА с подсти-

Р и с. 14. Схема взаимоотношения формации ПАА с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации ПАА на АП формации; 2 — районы несогласного (следы размыва, небольшого перерыва в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залегания формации ПАА на НУПГ формации; 3 — районы с небольшим стратиграфическим, а иногда небольшими угловыми и азимутальными несогласиями залегания формации ПАА на аспидной мегаформации; 4 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации ПАА на ПК формации; 5 — области сноса; 6 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы формации ПАА

Р и с. 15. Схема взаимоотношения формации ПАА с перекрывающимися образованиями

1 — районы залегания НВ формации на формации ПАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы залегания формации КАА на формации ПАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 3 — области сноса; 4 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы формации ПАА

лающими формациями (постепенный переход на западе, следы размыва и перерыва на востоке), возраст нижней границы формации ПАА в наиболее западных разрезах соответствует не только среднему, но и ранне-олигоцену. Нельзя исключать даже эоценовый возраст.

В восточных районах за счет миграции фаций возраст нижней границы формации ПАА вполне может подняться до позднего олигоцена, но вряд ли может выйти за его пределы в связи с почти общепринятым проведением границы между палеогеном и неогеном по появлению в разрезе предположительно синхронных грубых вулканогенных образований нижней вулканомиктовой (НВ) формации, перекрывающей формацию ПАА.

Значительно синхроннее в западной системе прогибов верхняя возрастная граница формации ПАА. Наиболее молодой она является в Лесогорско-Углегорском и Томари-Невельском районах, где формация ПАА согласно, с постепенным переходом, сменяется нижней вулканомиктовой (НВ) формацией — условная, предположительно синхронная граница между палеогеном и неогеном на Сахалине. К востоку от этих районов возраст верхней границы формации ПАА за счет увеличивающегося в этом направлении размыва самых верхних горизонтов формации становится несколько древнее (см. рис. 15).

Гораздо сложнее и неопределеннее положение с возрастом формации ПАА в восточной системе прогибов. Большинство исследователей считают возраст относимых здесь к формации ПАА отложений раннемиоценовым. Лишь обнаруженные в отложениях формации на Музыминской площади в Рыбновском районе споры папоротников (*Lucopodium*, *Cibolium*), пыльца гинкговых и магнолий свидетельствуют, по мнению Н.Я. Брутман, о палеогеновом возрасте вмещающих образований.

Существующее представление о только раннемиоценовом возрасте отложений, относимых к формации ПАА на северном Сахалине, нам представляется весьма спорным, поскольку приводимый в качестве руководящего для данного возраста так называемый мацигарский комплекс фауны состоит не только и не столько из раннемиоценовых, сколько из палеогеновых форм. Поэтому ряд исследователей, включая и некоторых японских, склонны считать, что этот комплекс фауны характеризует, скорее всего, не раннемиоценовый, а палеогеновый, точнее, олигоценый возраст.

Вывод о палеогеновом или более широком, чем ранний миоцен, возрасте формации ПАА подтверждают, кроме того, и некоторые общегеологические данные. Во-первых, если исходить из общепринятого на Сахалине отождествления границы между палеогеном и неогеном с контактом формаций НВ и ПАА, предположительной синхронности проявления раннемиоценового вулканизма в пределах всей территории Сахалина и принадлежности вулканогенных образований в разрезе по р. Водопадной на п-ове Шмидта к НВ формации, то подстилающие на северном Сахалине НВ формацию отложения (формация ПАА) логичнее относить к более древним, чем раннемиоценовая НВ формация, образованиям.

Во-вторых, если отнести формацию ПАА восточной системы прогибов исключительно к раннему миоцену — регрессивному этапу развития в

западной системе прогибов (раннемиоценовые мелководные прибрежно-морские образования НВ формации западной системы прогибов в общепринятом порядке считаются регрессивными по сравнению с морскими относительно глубоководными трансгрессивными отложениями подстилающей ПАА и перекрывающей КАА формаций), было бы трудно объяснить широкое развитие в восточной системе прогибов регрессивных (синхронных с НВ формацией западной системы прогибов) образований и полное отсутствие подстилающих их более древних трансгрессивных образований (синхронных с формацией ПАА западной системы прогибов). Для этого пришлось бы допустить по существу обратный режим тектонических движений в восточной системе прогибов по сравнению с западной.

Основываясь на этих данных и соображениях, представляется более вероятным вывод о палеогеновом возрасте нижней части (по крайней мере) формации ПАА северного Сахалина.

Вещественный состав

Формация ПАА, как и большинство формаций песчано-глинистой мегаформации, сложена исключительно породами терригенного ряда от мелкогалечных конгломератов до аргиллитов. Довольно часто встречаются рассеянные или сгруппированные в прослой известковистые конкреции, мелкая хорошо окатанная галька эффузивных и метаморфических пород.

Преобладающие в составе формации песчаники, алевролиты и аргиллиты не имеют устойчивого количественного соотношения. В Александровско-Красногорском районе западной системы прогибов нижняя небольшая (до 200 м) часть формации ПАА сложена в основном серыми неяснослоистыми алевролитами и аргиллитами. В средней части (мощность до 350 м) среди алевролитов и аргиллитов отмечаются многочисленные прослой плохо сортированных мелкозернистых песчаников, изредка тонкие линзовидные прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Верхняя, наиболее крупная по мощности (до 500 м) пачка по составу мало чем отличается от нижней. Правда, завершающие верхнюю часть формации аргиллиты, как правило, несколько окремнены и рассматриваются часто как самостоятельная пачка или слой.

В Томари-Долинском районе в составе формации ПАА различаются лишь две части: в нижней преобладают плохо сортированные алевролиты и песчаники, а в верхней — более тонкозернистые породы — аргиллиты и алевролиты. И здесь в самой верхней части формации спорадически развиты окремненные аргиллиты и алевролиты. Иногда среди них (реки Томаринка, Чеховка, Черная Речка) отмечаются отдельные прослой (мощностью до 5 м) глауконитовых песчаников с рассеянной мелкой галькой и гравием, тонкие линзовидные прослой гравелитов и даже мелкогалечных конгломератов.

Сходным составом характеризуется формация ПАА в разрезах восточного крыла Западно-Сахалинского антиклинория — от р. Оморки на

севере до пос. Восточного на юге. Большая (до 200 м), нижняя часть формации представлена здесь мелкозернистыми песчаниками, которые вверх по разрезу постепенно сменяются глинистыми песчаниками, а затем — рыхлыми неяснослоистыми песчанистыми алевролитами. Этот комплекс пород иногда объединяется в повсеместно распространенную в этом районе песчано-алевролитовую пачку, выше которой залегает завершающая формацию ПАА значительно уже распространенная пачка (до 130 м) окремненных алевролитов и аргиллитов.

На п-ове Крильон формация ПАА представляет собой более или менее однообразную толщу слабо сцементированных мелкозернистых песчаников и алевролитов. В приподошвенной части иногда отмечаются отдельные прослои глауконитовых песчаников.

В восточной системе прогибов наиболее полный разрез формации ПАА вскрывается на северной оконечности п-ова Шмидта. Как и в Александровско-Красногорском районе, она подразделяется здесь на три части. Нижняя часть мощностью 100 м состоит из постепенно сменяющих друг друга (снизу вверх) окремненных алевролитов с крупными линзовидными карбонатными конкрециями, неяснослоистых песчанистых алевролитов с рассеянной галькой и гравием, слабо сцементированных мелкозернистых глинистых песчаников с ходами илоедов и многочисленными образованиями типа геннойши¹, рыхлых песчанистых алевролитов, глинистых окремненных алевролитов с округлыми карбонатными конкрециями.

Средняя часть формации мощностью до 200 м отличается наиболее грубым составом и нехарактерным для формации ПАА ритмичным строением. Низы ритмов сложены песчаниками или конгломератовидными песчаниками, переходящими иногда в основании ритмов в гравелиты и даже мелкогалечные конгломераты. Песчаники вверх по разрезу ритмов постепенно сменяются сначала песчанистыми алевролитами, а затем — аргиллитами и окремненными аргиллитами с многочисленными мелкими шаровидными карбонатными конкрециями и геннойши. Контакты между ритмами четкие, часто волнистые. Мощность ритмов 4–15 м, из них конгломератовидные образования составляют 0,3–2 м.

Верхняя, наиболее крупная (около 350 м) часть формации, в отличие от средней сложена более тонкозернистыми отложениями с менее ясной и несколько иной ритмичностью. В основании ритмов здесь чаще всего залегают песчаники или горизонты крупных известковистых конкреций овально-линзовидной формы, а сменяющие их алевролиты более песчанистые и, как правило, неокремненные. Немного возрастает (до 30–40 м) и мощность ритмов, в основном за счет тонкозернистых образований. В южнее расположенном разрезе по р. Водопадной формация ПАА, судя по разрозненным выходам, представлена довольно однообразной толщей песчаников — голубовато-серых, средне- и мелкозернистых, слабо уплотненных, неяснослоистых, с многочисленной хорошо окатанной галькой кремнистых и эффузивных пород размером от 1 до 5 см, иногда до 10–15 см.

¹ Японское название конкреционных образований предпологаемых псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу.

Примерно такими же песчаниками сложена формация ПАА, точнее, верхняя, вскрытая ее часть, в бассейне р. Даги (Дагинский район). Вниз по разрезу песчаники сменяются окремненными алевролитами с конкрециями и мелкой галькой кремнистых и эффузивных пород.

На разбуренной глубокими разведочными скважинами Охинской площади формация ПАА мощностью около 230 м состоит из нескольких крупных прослоев песчаников мощностью до 10–20 м, разделенных не менее крупными пачками переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, часто окремненных. Во всех породах встречается рассеянная галька и гравий из кремнистых и эффузивных пород.

Близким составом характеризуется формация ПАА, вскрытая бурением в Катанглийском и Рыбновском районах. В Катанглийском районе в нижней части формации преобладают темно-серые алевролиты и аргиллиты, а в верхней — зеленовато-серые плохо отсортированные песчаники. Суммарная мощность — около 130 м.

В Рыбновском районе в составе формации выделяются четыре пачки: две грубозернистые (преобладают песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов), разделенные двумя относительно тонкозернистыми (преобладают алевролиты и аргиллиты). Мощность формации ПАА на Музыминской площади достигает 260 м, а на Центрально-Тамлевской — 350 м.

Песчаники — один из основных литотипов формации ПАА. В различных разрезах они составляют от 10 до 70% объема формации без ясно выраженных закономерностей в распределении по площади. Чаще всего песчаники образуют неотчетливо выделяющиеся в разрезе прослой мощностью от 0,5 до 10 м. Окраска серая или светло-серая с голубоватым или зеленоватым оттенком. Породы в подавляющем большинстве слабо уплотненные, неяснослоистые, глинистые, с характерной при выветривании мелкощбенчатой отдельностью. Исключения составляют редкие прослои плотных известковистых песчаников с крупной глыбовой отдельностью. Преобладают мелкозернистые разности, реже встречаются среднезернистые и особенно редко — крупнозернистые песчаники. Отсортированность исходного материала плохая ($S_o = 5-8$); два или более максимума на гистограммах; часто встречаются песчаные хлидолиты без четко выраженного максимума на гистограммах. Многочисленна мелкая рассеянная хорошо окатанная галька и гравий из кремнистых, магматических и метаморфических пород.

Обломочная часть в песчаниках достигает 80%. Состав обломочной части — полимиктовый: кварца — 10–45% (встречаются песчаники, в которых кварц достигает 70% — Рыбновский район или не превышает 10% — реки Найба, Томаринка, Августовка, Охинский район); полевых шпатов — 15–40% (в западной системе прогибов преобладают плагиоклазы, в восточной системе прогибов — плагиоклазы и калиевые полевые шпаты представлены примерно поровну — 5–10%, за исключением Катанглийского и Охинского районов, в которых встречаются песчаники с резким преобладанием калиевых полевых шпатов — 40–50% — над плагиоклазами — 5–15%); обломков кварцитов — 5–35%; обломков эффузивных пород — 5–50%; обломков осадочных пород (песчаники, алевролиты) — 5–20%. Отмечаются слюды, глауконит и хлорит.

Таблица 10. Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород ПАА формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
25 ^к	р. Августовка	30	20	5	20	20	5	Полевошпат-кварцевая граувакка
25 ^д	"	20	10	5	15	35	15	То же
18 ^г	"	25	30	5	15	15	10	Кварц-полевошпатовая граувакка
6 ^г	"	15	20	—	5	10	50	То же
6 ^б	"	25	25	—	5	15	30	"
168	р. Парусная	40	20	5	10	20	5	Полевошпат-кварцевая граувакка
126 ^в	"	30	20	—	20	20	10	То же
127 ^а	"	20	25	5	20	20	10	Кварц-полевошпатовая граувакка
129 ^в	"	35	20	5	15	25	5	Полевошпат-кварцевая граувакка
629	"	30	20	—	20	20	10	То же
625	"	25	20	10	10	25	10	Кварц-полевошпатовая граувакка
313	р. Найба	40	20	—	20	15	5	Полевошпат-кварцевая граувакка.
55 ³	"	45	20	5	10	15	5	То же
106 ⁶	"	25	20	—	20	25	10	"
396	"	35	20	5	10	20	10	"
310	"	15	35	—	10	10	30	Кварц-полевошпатовая граувакка
425 ²	р. Томаринка	10	40	—	10	5	35	То же
429	"	10	35	—	15	10	30	"
436	"	25	30	—	10	10	25	"
90 ⁸	р. Чкалова	35	15	10	10	25	5	Полевошпат-кварцевая граувакка
90 ¹⁰	"	45	20	5	10	15	5	То же
92 ²	"	30	15	5	20	25	5	"
102 ²	"	25	20	—	15	30	10	"

По классификации В.Д. Шутова, песчаники формации ПАА в подавляющем большинстве относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (см. рис. 4, табл. 10). В восточной системе прогибов в некоторых районах широко развиты граувакковые аркозы (Охинский, Рыбновский и Катанглийский районы), встречаются кварцевые аркозы (Рыбновский район) и чистые граувакки (Катанглийский район).

Зерна плагиоклазов иногда замещаются кальцитом, хлоритом и серицитом, реже — цеолитом и эпидотом. По обломкам эффузивных пород развиваются хлорит, гидрослюды, кальцит, пирит и гидроокислы железа, а по обломкам кварцита и осадочных пород — серицит, хлорит и пирит. Ассоциация аутигенных минералов: глауконит, кальцит, хлорит, опал, халцедон, гидрослюды, пирит и гидроокислы железа.

В отдельных случаях содержание аутигенного глауконита в песчаниках возрастает до 30–50% и даже более. Прослой таких песчаников, названных глауконитовыми или глауконитолитами, мощностью от 0,5 до 10 м отмечаются в нижней (реки Найба и Чкалова), средней (реки Августовка, Углегорка и Кострома) и верхней (реки Томаринка, Новоселка, Черная Речка, Чеховка, Яблочная и др.) частях формации ПАА западной системы прогибов.

Коэффициент выветрелости в песчаниках изменяется в пределах 2,4–6,2 (табл. 11). Коэффициент мономинеральности 1,3.

Содержание тяжелой фракции в песчаниках формации ПАА обычно невелико (0,09–0,4%) и за редким исключением не превышает 1%. Составляет тяжелая фракция из рудных минералов (от 4,4 до 54,6%; среднее содержание 19,6%), гидроокислов железа (0–24,1%; 2,5%), лейкоксена (2,4–40,0%; 16,6%), измененных титансодержащих минералов (0–15,6%; 4,1%), рутила (0–2,2%; 0,3%), сфена (0–17,2%; 3,9%), циркона (0,7–51,6%; 10,3%), граната (0,7–15,7%; 5,1%), эпидота (0,3–63,6%; 23,9%), пироксена (0–21,5%; 22%), роговой обманки (0–14,5%; 1,5%) и турмалина (0–6,3%; 2,3%). Отмечаются ортит, корунд, апатит и хлорит (табл. 12). Л.А. Зиндель относил рассматриваемые отложения к хлорит-глауконит-слюдистой зоне, а В.Н. Тодоровская — к зоне бурых окислов, в которой, в свою очередь, выделила ряд подзон (снизу вверх) рутил-анатазовую, пиритовую и пироксен-рутил-анатазовую в Лесогорском районе, эпидотовую, пиритовую и цирконовую в Ильинско-Долинском районе, пирит-эпидотовую и роговообманково-пироксен-эпидотовую в Невельском районе. Палеогеографический коэффициент в песчаниках формации ПАА изменяется в пределах 1,5–1,8.

Цемент от базального до порового. Изредка зерна непосредственно соприкасаются друг с другом, обнаруживая при этом признаки взаимного растворения. Состав цемента глинистый, карбонатно-глинистый или хлорито-глинистый, изредка карбонатный или глинисто-карбонатный. Наиболее характерные вторичные изменения в цементе — кальцитизация и хлоритизация. В цементирующем веществе часто наблюдаются глобулы пирита, хлопьевидные агрегаты окислов железа, псевдосферолиты халцедона. Иногда поры выполнены в центре мелкокристаллическим кальцитом или волокнистым цеолитом, а по периферии — радиально-лучистыми агрегатами хлорита.

Таблица 11

Химический состав (в %) пород ПАА формации

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO
10а	р. Августовка	Песчаник	69,53	14,0	3,24	1,34	0,93	0,03	0,12	1,58
35д	"	"	67,09	16,92	1,56	3,78	0,81	0,06	0,23	0,76
479	"	"	54,77	22,34	6,84	He опр.	0,35	He опр.	1,25	2,88
481	"	Глина	57,34	20,86	4,23	-	0,42	-	-	2,31
380	р. Углегорка	"	59,18	23,55	2,92	-	-	-	-	0,42
132	р. Парусная	Песчаник	67,49	13,90	1,38	2,66	0,41	0,06	0,08	1,31
125	"	Алевролит	64,70	15,88	2,84	1,86	0,54	0,04	0,12	0,69
119	"	"	71,25	11,38	2,17	1,81	0,48	0,03	0,15	0,47

Таблица 11 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}	П.п.п.	H ₂ O	Σ	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
10а	р. Августовка	Песчаник	1,68	1,38	2,04	0,04	0,50	3,45	99,86	4,9
35д	"	"	1,58	1,57	2,28	0,05	3,24	0,30	100,20	3,9
479	"	"	0,91	1,19	Сл.	-	6,84	2,66	100,60	2,4
481	"	Глина	0,94	0,63	2,56	-	6,38	2,87	98,54	2,7
380	р. Углегорка	"	0,61	0,07	2,10	-	7,30	2,60	99,75	2,5
132	р. Парусная	Песчаник	2,11	2,49	2,15	0,76	3,65	1,52	99,96	4,9
125	"	Алевролит	2,18	1,89	2,21	0,35	4,20	3,32	100,82	4,0
119	"	"	2,25	1,21	1,81	0,75	2,94	2,85	99,56	6,2

Алевролиты — не менее распространенный литотип в формации ПАА, особенно в разрезах западной системы прогибов, где они иногда составляют до 70% мощности формации. Встречаются алевролиты в виде неясно выраженных прослоев или пачек мощностью до 10–20 м. Они имеют серую, светло- и голубовато-, реже зеленовато-серую окраску. При выветривании образуют щебенчатую, плитчатую, изредка конкрециевидную отдельность. Преобладают однородные, неслоистые или неясно-слоистые, как правило, слабо уплотненные алевролиты. В редких случаях встречаются алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью, еще реже — с перекрестной косою слоистостью. Иногда отмечаются (в основном в самой верхней части формации ПАА) пачки сравнительно плотных окремненных алевролитов.

Терригенный материал в алевролитах характеризуется низкой или средней степенью отсортированности. Очень часто наблюдается мелкая, хорошо окатанная галька кварца, кварцитов, эффузивных и кремнистых пород. Многочисленны и карбонатные конкреции — мелкие, шаровидные, рассеянные по породе или крупные, овально-линзовидные, сгруппированные в прослои.

Среди алевролитов формации ПАА распространены как крупнозернистые ($Md = 0,07–0,08$ мм), так и мелкозернистые ($Md = 0,04–0,05$ мм) разновидности. Обломочная часть состоит из тех же компонентов, что и в песчаниках. Цемент, составляющий от 33 до 43% породы, базальный, а по составу — кремнисто-глинистый или известково-глинистый (кальцит, гидрослюда с каолинитом).

Аргиллиты в разрезах формации ПАА за редким исключением не превышают 10–20% ее мощности. Они образуют отдельные небольшие, неясно выраженные среди песчаников и алевролитов прослои или широко развитую в западной системе прогибов в самой верхней части формации пачку мощностью до 100–150 м. Это преимущественно темно-серые, слабо уплотненные, неслоистые или неяснослоистые породы, часто многочисленными мелкими шаровидными карбонатными конкрециями. Иногда встречаются прослои сравнительно плотных окремненных аргиллитов. Окремнена зачастую и значительная часть аргиллитов, слагающих верхнюю часть формации ПАА в восточной системе прогибов.

Глинистое вещество, составляющее в аргиллитах 65–85%, желтовато-серое, с хлопьевидной или спутанно-волокнутой текстурой, состоит из крупночешуйчатых гидрослюд (иллит) с примесью минералов из групп каолинита и монтмориллонита. Агрегаты ориентированных частиц фракции меньше 0,001 мм имеют $N_g = 1,579$, $N_D = 1,567$. Характерно высокое содержание K_2O (2,58%) и низкое содержание гигроскопической воды (2,97%). Отношение SiO_2 к Al_2O_3 изменяется в пределах 2,4–2,7 (см. табл. 11), а Al_2O_3 к Na_2O — показатель или индекс зрелости глин — колеблется в пределах 6–10 (для НУПГ формации он составляет 10–16), т.е. аргиллиты формации ПАА относятся к менее зрелым, так называемым физическим глинам.

Обломочный материал, засоряющий аргиллиты (до 16% объема породы), представлен зернами кварца, плагиоклазов, слюд, глауконита, обломками кремнистых пород, кварцита, андезита, минералами тяжелой фракции.

Таблица 12

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции пород ПАА формации

№ обр.	Место взятия образца	Рудные минералы	Гидроокислы железа	Лейкоксен	Титансодержащие (измен.)	Рутил
410	р.Парусная	16,5	0,3	12,3	5,4	1,3
412	"	13,0	-	13,0	-	-
422	"	26,1	0,5	4,8	3,0	-
415 ^{2*}	"	25,7	-	12,0	-	0,8
415 ⁸	"	20,7	1,7	38,6	4,9	-
417 ^{3*}	"	13,7	-	20,0	0,8	-
419*	"	4,8	3,2	6,1	0,3	-
420*	"	11,4	1,2	17,2	5,7	-
422*	"	26,1	0,5	4,8	3,0	-
616	"	11,0	13,0	11,3	4,2	-
618*	"	15,0	8,3	15,0	18,4	-
672*	р.Августовка	16,0	17,0	13,1	14,0	-
458.	"	7,8	24,1	10,0	4,5	-
182	р.Правда	9,3	0,3	37,0	7,7	-
183	"	13,7	1,5	34,0	3,5	-
184а	"	4,4	0,8	8,0	3,6	0,4
184в	"	10,0	1,1	15,7	5,7	0,3
185	"	12,5	-	26,0	15,6	0,9
186а	"	22,8	1,0	40,0	3,7	1,5
186 ¹	"	13,9	0,4	23,9	2,9	0,2
187	"	15,4	0,8	35,4	5,2	-
190	"	10,0	0,3	18,8	2,0	-
191	"	51,4	5,9	14,1	6,6	0,3
191 ⁶	"	15,8	-	37,0	8,8	-
192	"	8,5	0,5	15,0	10,4	-
90	"	54,6	-	5,6	1,8	2,2
93	"	29,1	0,9	2,9	1,4	-
94	"	23,3	-	5,9	4,4	0,2
96	"	42,1	0,2	5,4	1,2	-
98	"	16,0	-	19,7	1,6	0,3
100	"	24,7	-	2,4	3,1	0,9
102	"	40,6	-	8,0	1,6	0,3
104	"	19,1	1,4	15,3	4,9	-

*Алевролиты.

Конгломераты и гравелиты среди пород формации ПАА встречаются очень редко, в виде небольших (до 1,5–2 м) линзовидных прослоев. Даже в восточной системе прогибов, где конгломераты и гравелиты встречаются чаще, они суммарно не превышают 5% объема формации ПАА. Галечно-гравийный материал различной степени окатанности (преобладает хорошо окатанный материал) состоит из кварца, эффузивных (андезиты), кремнистых, осадочных (вулканомиктовые песчаники

Сфен	Брукит	Анатаз	Циркон	Гранат	Эпидот	Ортит	Турмалин	Пироксен
-	-	-	2,2	6,0	52,0	-	3,8	-
-	-	-	51,0	5,4	-	-	2,0	15,0
0,5	-	-	40,2	15,7	2,9	-	-	0,3
-	-	1,6	21,5	8,0	4,8	-	2,4	20,8
-	-	-	0,7	3,2	4,3	-	1,7	21,5
6,9	0,8	-	9,1	4,6	25,9	-	3,8	9,1
-	-	-	0,3	0,9	0,5	-	-	81,3
5,2	-	-	4,6	2,9	9,2	-	0,6	35,6
0,5	-	-	40,2	15,7	2,9	-	-	0,3
-	-	-	11,9	4,2	12,1	-	2,4	7,4
-	-	-	12,7	5,8	8,3	-	1,2	6,7
-	-	-	19,2	6,0	11,8	-	0,6	0,2
-	-	-	12,9	10,3	10,6	-	0,4	4,5
6,8	-	-	5,3	2,0	27,0	0,4	2,4	0,4
1,9	-	-	7,0	5,8	25,3	0,3	2,7	-
8,0	-	0,4	4,8	1,6	63,6	-	3,6	-
6,0	-	-	11,7	6,4	36,0	-	3,1	-
10,8	-	-	10,8	6,3	9,0	0,9	6,3	-
11,2	-	-	6,8	2,6	2,6	-	4,2	1,5
2,2	-	0,2	6,8	6,6	33,9	0,2	2,2	0,2
17,2	-	-	7,8	3,5	9,3	0,4	3,9	0,4
2,9	-	-	2,9	3,8	52,4	1,1	2,3	0,3
0,3	-	-	8,0	6,9	0,3	0,3	2,8	2,4
16,3	-	-	3,7	4,0	9,4	0,3	2,2	-
1,2	-	-	5,7	0,7	53,6	0,6	0,9	0,3
5,7	-	-	13,4	7,4	5,5	-	0,9	-
0,9	-	-	8,6	1,9	51,4	-	1,4	0,9
0,8	-	-	8,0	2,3	52,7	-	0,2	-
5,2	-	-	1,9	3,3	38,4	0,2	1,2	-
3,7	-	-	2,5	2,3	52,5	-	0,3	0,8
0,4	-	-	7,2	2,7	53,7	-	0,9	-
3,0	-	-	8,0	3,6	31,6	-	0,9	1,3
6,3	-	-	4,6	7,2	37,2	0,6	2,3	-

и алевролиты), интрузивных (граниты) и метаморфических (кварциты, яшмы, сланцы) пород.

Конкреционные образования — одна из характерных особенностей формации ПАА. В песчаниках и песчаных алевролитах чаще всего встречаются крупные (до 2 м в сечении) линзовидные, овальные или неправильные по форме, сгруппированные в прослой конкреции. В глинистых и окремненных алевролитах и аргиллитах преобладают мел-

Таблица 12 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Рого- вая обман- ка	Хлорит	Анда- лузит	Корунд	Апатит	Пирит
410	р.Парусная	1,6	—	—	0,6	—	32,0
412	”	—	—	—	—	—	89,9
422	”	—	6,0	—	—	—	77,9
415 ^{2*}	”	1,6	—	—	—	—	57,8
415 ⁸	”	1,2	—	—	1,5	—	51,3
417 ^{3*}	”	2,3	—	—	3,0	—	89,6
419*	”	2,2	—	—	0,3	—	34,3
420*	”	5,2	—	1,2	0,6	—	87,8
422*	”	—	6,0	—	0,5	1,8	77,9
616	”	14,5	5,7	—	—	1,2	—
618*	”	1,7	6,1	—	—	0,1	—
672*	р.Августовка	2,0	—	—	—	—	—
458	”	4,9	10,0	—	—	0,1	—
182	р.Правда	2,0	—	—	—	—	0,9
183	”	—	3,4	—	0,9	—	1,5
184а	”	0,4	—	—	0,4	—	—
184в	”	—	4,0	—	—	—	17,0
185	”	—	—	—	—	—	4,3
186а	”	0,9	1,1	—	—	—	1,0
186 ¹	”	0,2	6,2	—	—	—	0,7
187	”	—	—	—	0,6	—	—
190	”	0,3	2,9	—	—	—	—
191	”	—	—	—	0,7	—	—
191 ⁶	”	2,2	—	—	0,3	—	1,1
192	”	0,6	2,0	—	—	—	—
90	”	0,9	—	—	—	—	—
93	”	—	—	0,4	1,6	—	21,8
94	”	1,2	—	—	0,4	0,2	0,9
96	”	0,9	—	—	0,6	—	1,2
98	”	0,3	—	—	—	—	6,8
100	”	1,8	0,4	—	—	1,8	45,5
102	”	—	—	—	—	1,1	0,6
104	”	0,9	—	—	—	—	1,7

кие, хаотично рассеянные шаровидные конкреции. Иногда отмечаются своеобразные бипирамидальные или звездчатые образования — геннойши (Кавасаки, 1934; Морита, 1933; и др.) или сложные комбинации из перечисленных простых.

Конкреции формации ПАА в основном состоят из кальцита (Захарова, 1962), преимущественно пелитоморфного или мелкокристаллического. Крупнокристаллический кальцит в конкрециях встречается редко

(геннойши). Содержание CaCO_3 колеблется в пределах от 21 до 68,22%, FeCO_3 0–6,15%, MgCO_3 0–3,36%, MnCO_3 0–1,5%, $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ 0–2%, нерастворимого остатка 5–80%. Состав и размер обломочной части нерастворимого остатка (от пелитового до псаммитового) определяется вмещающими породами. В некоторых конкрециях сохраняются реликты слоистой структуры вмещающих пород.

Условия формирования

Палеогеографические. Значительная доля (часто преобладание) в разрезе формации ПАА тонкообломочных образований (алевролиты и аргиллиты), спорадическое распространение грубообломочных пород (грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты), многочисленные по всему разрезу формации остатки морской сравнительно глубоководной фауны (*Yoldia*, *Mya* и др.), остатки кремневых губок говорят о морских, относительно глубоководных условиях накопления отложений формации ПАА. В таких (почти без исключения) условиях накапливалась формация ПАА в западной системе прогибов, причем отчетливое повсеместное увеличение роли тонкообломочных пород снизу вверх по разрезу указывает на постепенно возрастающую глубину морского седиментационного бассейна.

В наиболее глубоководных условиях, по всей видимости, образовалась завершающая формацию ПАА широко развитая в западной системе прогибов пачка глинистых, часто окремненных алевролитов и аргиллитов. Некоторое исключение составляет лишь сравнительно небольшая пачка относительно грубозернистых пород (песчанитые алевролиты с прослоями плохо отсортированных косослоистых песчаников, с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов) в средней части формации ПАА в Александровско-Лесогорском районе. Учитывая крупную, однонаправленную, с крутым наклоном серий слоистость в песчаниках и смешанный (из мелководных и относительно глубоководных форм) комплекс фауны, можно предположить, что эта пачка возникла при существенном и длительном влиянии морских течений.

В более мелководных морских условиях (до прибрежно-морских включительно) шло, по-видимому, накопление формации ПАА в восточной системе прогибов: широкое развитие в составе формации песчаников, в том числе крупно- и грубозернистых и даже конгломератовидных, часто встречающиеся прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов, остатки толстоствяжных морских моллюсков с признаками прижизненного захоронения, многочисленные остатки обугленной растительной органики. Особенно обильные и разнообразные остатки обуглившейся растительной органики (вплоть до обломков стволов) в разрезе формации ПАА Рыбновского района, очень низкая степень окатанности и отсортированности грубого терригенного материала, косая слоистость в песчаниках позволяют некоторым исследователям относить эти отложения даже к пресноводно-континентальным (дельтовым). Правда, не исключено,

что это скорее всего связано с включением в формацию ПАА пресноводно-континентальных образований вполне вероятных в этом районе НУПГ и ПК формаций.

Морской бассейн, судя по распространению отложений формации ПАА (см. рис. 13) и относительному однообразию слагающих ее пород, был достаточно обширным и по морфологии дна сравнительно однородным. Наличие фосфатизированных пород показывает, что он был и довольно теплопроводным (среднегодовая температура не ниже $+14^{\circ}\text{C}$). Гидродинамический режим, судя по слабой окатанности зерен и наличию среди них неустойчивых минералов (полевые шпаты, эпидот), был спокойным. Примерно одинаковый по всему разрезу формации минералогический состав аргиллитов и присутствие в них каолинита — минерала, крайне неустойчивого в морской среде — указывает на постоянство физико-географических условий, быстрое захоронение обломочного материала, слабое развитие процессов гальмиролиза.

Уменьшение медианного размера зерен в породах формации ПАА по сравнению с отложениями предшествующих (АП, НУПГ и ПК) формаций песчано-глинистой мегаформации свидетельствует об относительно невысоком и выровненном рельефе в областях сноса, в то же время низкая степень отсортированности терригенного материала (широкое распространение хлидолитов с пологими кумулятивными кривыми и гистограммами без четко выраженного максимума) говорит не только о слабом сортирующем воздействии водной среды, но и о близком расположении областей сноса.

Почти один и тот же набор породообразующих аллотигенных компонентов формаций ПАА и предшествующих формаций песчано-глинистой мегаформации позволяет утверждать, что и области сноса для всех этих формаций были примерно одними и теми же. В пределах Сахалина это, очевидно, были те же два горных массива на месте восточной части Тымь-Поронайской депрессии и западной части Восточно-Сахалинского хребта (центральный массив), Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов (южный массив). Правда, в отличие от предшествующих формаций, формиравшихся преимущественно в условиях сильно расчлененного горного рельефа в областях сноса, во время накопления формации ПАА, особенно верхних ее горизонтов, горные массивы были существенно сглажены, уменьшилась их высота и сократились размеры. Объясняется это, скорее всего, тем, что относительно глубоководный морской бассейн, в условиях которого шло накопление отложений формации ПАА, постепенно наступая, распространился к концу ее формирования на большую часть территории Сахалина.

Над уровнем моря возвышались относительно крупные острова со среднегорным сглаженным рельефом, спорадически окаймленные очень узкими, прижатыми к подножиям гор, зонами предгорной, иногда заболоченной равнины, бенча и мелководного шельфа, где продолжали накапливаться отложения ПК, НУПГ и АП формаций. Такие острова, судя по распространению и составу формации ПАА (см. рис. 13), существовали на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов в южной части Сахалина.

Более крупная область суши располагалась в центральной части острова, на месте восточной части Тымь-Поронайской депрессии и западной части Восточно-Сахалинского хребта. Не исключается, что эта суша к северу от г. Александровска соединялась с материковой областью сноса и представляла вытянутый в северо-западном направлении полуостров, отделявший относительно глубоководный морской бассейн на территории юго-западного Сахалина от более мелководного моря на месте северо-восточного Сахалина. Этот последний, кстати, мог являться большим заливом, в который с запада впадала крупная река — палео-Амур (?). Видимо, влиянием этой реки объясняются пресноводно-континентальные (дельтовые?) отложения в составе формации ПАА в Рыбновском районе. О непосредственной связи морского залива на месте северного Сахалина с материковой областью сноса свидетельствуют и нетипичные для Сахалина аркозовые песчаники в составе формации ПАА, образование которых можно объяснить лишь размывом кислых эффузивов, широко развитых на материковой части Дальнего Востока и отсутствующих на Сахалине.

П а л е о т е к т о н и ч е с к и е. Аналогично с предыдущими формациями песчано-глинистой мегаформации формация ПАА обязана своим происхождением, с одной стороны, складчатым движениям (мезозойская фаза складчатости), предопределившим структурный план региона (две системы субмеридиональных прогибов: западная и восточная, разделенные продольной системой поднятий), с другой — волновым движениям, обусловившим основные особенности осадконакопления в прогибах и эрозионной деятельности на поднятиях. Начавшееся еще в конце позднего мела — начале палеогена в результате волновых движений общее, но дифференцированное (вначале и прогибах, а позднее и на поднятиях) опускание территории Сахалина привело к ясно выраженной миграции (от прогибов к поднятиям) фаций (от континентальных к морским) и закономерной в связи с этим вертикальной и латеральной смене формаций: ПК, НУПГ, АП и ПАА. Формация ПАА, завершающая этот закономерный ряд, соответствует максимуму опускания, максимуму морской олигоценовой трансгрессии. В отличие от остальных формаций ряда, формация ПАА характеризуется наибольшей площадью распространения, резко сокращенной площадью областей сноса, некомпенсированностью прогибания осадконакоплением в ряде прогибов, относительным постоянством и однообразием состава, резко ограниченной площадью накопления синхронных ей отложений других формаций: ПК, НУПГ и АП. Последние формировались, видимо, узкими спорадическими зонами вдоль границ, разделявших поднятия и прогибы.

Наиболее отчетливо картина миграции фаций выражена в западной системе прогибов. В восточной системе прогибов, испытывавших, вероятно, несколько отличный (скорее всего, замедленный) режим, такая миграция фаций (смена формаций) выражена неотчетливо и не повсеместно (восточное крыло Восточно-Сахалинского антиклинория, п-ов Шмидта). На большей части этой территории, вовлеченной в относительно медленное и, по-видимому, со значительным запаздыванием (по сравнению с западной системой прогибов) опускание, формация ПАА форми-

ровалась в относительно мелководных морских, а в Рыбновском районе (западный борт прогиба) — предположительно дельтовых условиях. Правда, в этом последнем случае остается в какой-то мере условной как фациальная, так и формационная диагностика отнесенных к формации ПАА отложений.

Судя по мощностям формации ПАА (см. рис. 13) и характеру взаимоотношения ее с соседними формациями (см. рис. 14, 15), наиболее длительным прогибанием с устойчивым сохранением относительно мелководных морских условий характеризовались Углегорско-Красногорский и Томари-Невельский районы, соответствующие, очевидно, центральным частям двух прогибов западной системы. Амплитуда прогибания, зафиксированная в мощностях отложений формации ПАА, составила здесь не менее 1000—1200 м.

В восточной системе прогибов амплитуда прогибания в приосевой части прогиба, соответствующей западному побережью п-ова Шмидта и, предположительно, району залива Байкал, составила, видимо, немногим более 500—600 м. Характер распределения мощностей формации ПАА показывает, кроме того, что в отличие от субмеридионального или близкого к нему простираения прогибов западной системы наиболее северный прогиб восточной системы имел север-северо-западное простираение.

Разделяющие прогибы поднятия, соответствующие сводовым частям возникших ранее (в результате мезозойской складчатости) антиклинориев, охватывали (см. рис. 13) Сусунайский и Тонино-Анивский хребты и их подводные продолжения на юге Сахалина и большую часть Тымь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта — в центральной части острова. Южное поднятие, включающее территорию Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов и их подводных продолжений, ограничивало с востока, точнее, с северо-востока, южный прогиб западной системы прогибов. Более обширное по площади поднятие на месте Тымь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта разделяло западную и восточную системы прогибов.

Наряду с волновыми движениями, образование формации ПАА несомненно сопровождалось проявлением колебательных движений, что нашло некоторое отражение в ритмичности отложений формации в отдельных ее разрезах (п-ов Шмидта). Однако в большинстве случаев элементарная ритмичность в отложениях формации ПАА или отсутствует, или проявлена очень слабо, что связано, видимо, с относительно мелководными условиями осадконакопления формации.

Полезные ископаемые

В отложениях формации ПАА пока не выявлены промышленные месторождения полезных ископаемых. Аналогично АП формации она перспективна на глауконит, фосфориты, нефть и газ.

Глауконит в составе формации ПАА встречается в глауконитовых песчаниках, прослой которых (мощность до 10 м) отмечаются (Яги, 1940; Занюков и др., 1968) во многих районах в нижней, средней и особенно

часто в верхней частях формации (Томари-Чеховский район). Содержание глауконита, по данным различных исследователей, достигает 30–40%, а иногда даже 50–75%.

Фосфатоносные аргиллиты в виде прослоев (мощность до 0,4 м) и небольших линз (мощность до 0,1 м) выявлены в верхней части формации ПАА в среднем течении р. Чеховки. Фосфаты кальция находятся в тонкодисперсном состоянии в ассоциации с кальцитом. Содержание P_2O_5 колеблется в прослоях аргиллитов от 1,46 до 2,20%, а в линзах — от 7,40 до 13,69% (Захарова и др., 1961).

Нефтегазопроявлений в пределах развития отложений формации ПАА не отмечалось. Литолого-фациальные и геохимические условия осадконакопления, характеристика рассеянного органического вещества и битумоидов позволяют рассматривать формацию ПАА как возможно нефтегазопроизводящую (нефтематеринскую) толщу. При наличии удовлетворительных коллекторов в благоприятных структурных условиях не исключаются залежи нефти или газа. Коллекторские свойства пород формации ПАА в целом низкие. Пористость не превышает 8–16%, проницаемость равна 0,6 мД.

ЭФФУЗИВНО-КРЕМНИСТАЯ МЕГАФОРМАЦИЯ

Выделяемая формационная единица такого наименования аналогично с предшествующей ей песчано-глинистой мегаформацией в существующих классификациях формаций геосинклинальных или складчатых областей отсутствует.

По составу (преобладание глинистых пород), стадии геосинклинального развития (третья) и геотектоническому положению (внешние или краевые прогибы) она близка к нижнемолассовой (шировой) формации, по классификации В.Е. Хаина (1964), но отличается от нее отчетливым окремнением глинистых (аргиллиты и алевролиты) пород и широким развитием вулканомиктовых (эффузивных) пород. Эти особенности вещественного состава отложений в соответствии с изложенными выше принципами и привели к выделению формационной единицы такого ранга и наименования. По своему содержанию рассматриваемая ниже эффузивно-кремнистая мегаформация близка выделяемой Н.Г. Бродской (1963) вулканогенно-осадочной формации, но несколько меньше ее по объему.

В составе эффузивно-кремнистой мегаформации Сахалина выделяются (снизу вверх) нижняя вулканомиктовая (дацит-андезитовая) формация (НВ), формация тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА), формация тонкослоистых глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА), формация крупнофлишондно переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ААП), нижняя крупноритмичная алевролито-песчаниковая формация (НАП) и средняя вулканомиктовая (андезито-базальтовая) формация (СВ).

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталон НВ формации (рис. 16, см. вкл.), являющейся типичным представителем вулканогенно-осадочных (вулканомиктовых) формаций, состоит из набора (ассоциации) пород, обязанных своим происхождением взаимодействию двух факторов: терригенного и вулканогенного, в связи с чем в составе вулканомиктовых формаций наряду с типичными терригенными породами (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты) важное и даже преобладающее значение имеют как чисто вулканические (эффузивные, пирокластические) породы (лавы, лавовые брекчи, агломераты, туфы), так и смешанные (вулканогенно-терригенные) породы (вулканические или вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи, конгломераты, гравелиты, песчаники). В эталонном разрезе рассматриваемой нами НВ формации преобладающим развитием как раз и пользуются эти последние породы смешанного (вулканогенно-терригенного) типа. Значительно уже распространены обычные терригенные (аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты) и чисто вулканические (лавы, туфы) породы. Лавовые потоки в составе формации установлены лишь в одном из разрезов на п-ове Шмидта (р. Водопадная). Гораздо шире, причем в основном в верхах формации, развиты туфы кислого состава.

Эталонный разрез НВ формации отличается не только перечисленными особенностями вещественного состава, но и некоторым сравнительно хорошо выдержанным порядком в распределении слагающих формацию литотипов, т.е. строением. В составе формации достаточно отчетливо выделяются (Мельников, 1970) четыре регионально выдержанные пачки (снизу вверх): нижняя грубообломочная, средняя тонкозернистая, верхняя грубообломочная и переходная¹. Грубообломочные пачки сложены преимущественно вулканомиктовыми псефито-псаммитовыми образованиями: вулканомиктовыми брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками. Изредка отмечаются небольшие по мощности прослойки алевролитов.

Средняя относительно тонкозернистая пачка НВ формации в противоположность грубозернистым пачкам сложена преимущественно алевролитами — слабо уплотненными или плотными (окремненными). Иногда встречаются аргиллиты и песчаники с заметной, но сравнительно небольшой примесью вулканогенного материала.

Самая верхняя (переходная) пачка формации представлена тонко переслаивающимися аргиллитами, алевролитами (плохо отсортированными, слегка окремненными), песчаниками и конгломератами со значительной примесью вулканогенного материала. Характерной особенностью этой пачки является наличие нескольких (до 3–4) прослоев кислых туфов светло-серой окраски. В отдельных разрезах пачки среди переслаивающихся

¹ Отдельные исследователи (Савицкий, Маргулис, 1969) в рассматриваемых отложениях в Холмском районе выделяют даже три грубообломочные пачки (маркирующих горизонта), разделенные пачками относительно тонкозернистых пород.

ся пород наблюдается отчетливая ритмичность. Каждый ритм состоит из последовательно сменяющих друг друга пород: конгломерат — песчаник — алевролит — аргиллит. Границы между ритмами (смена аргиллитов конгломератами) резкие, часто волнистые.

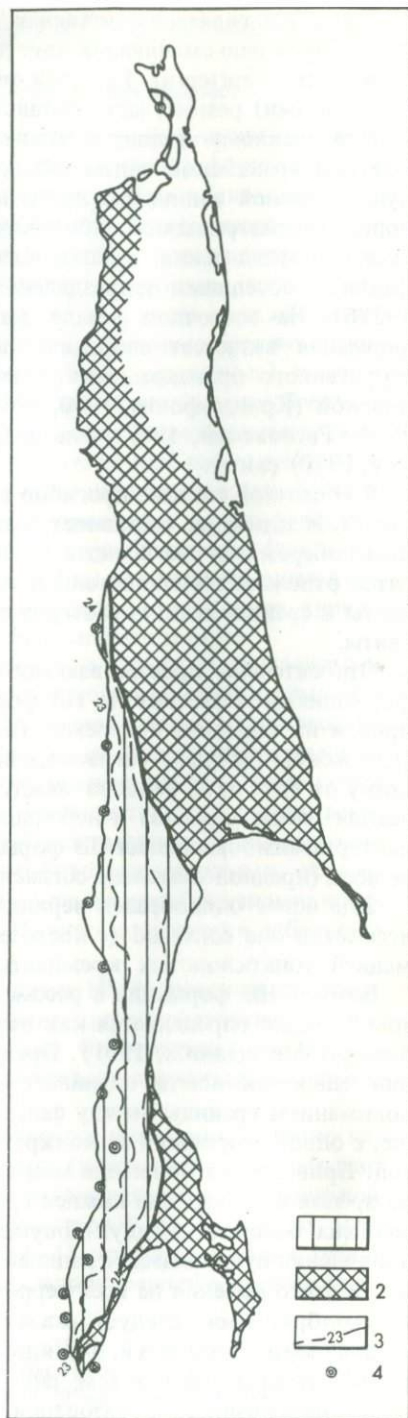
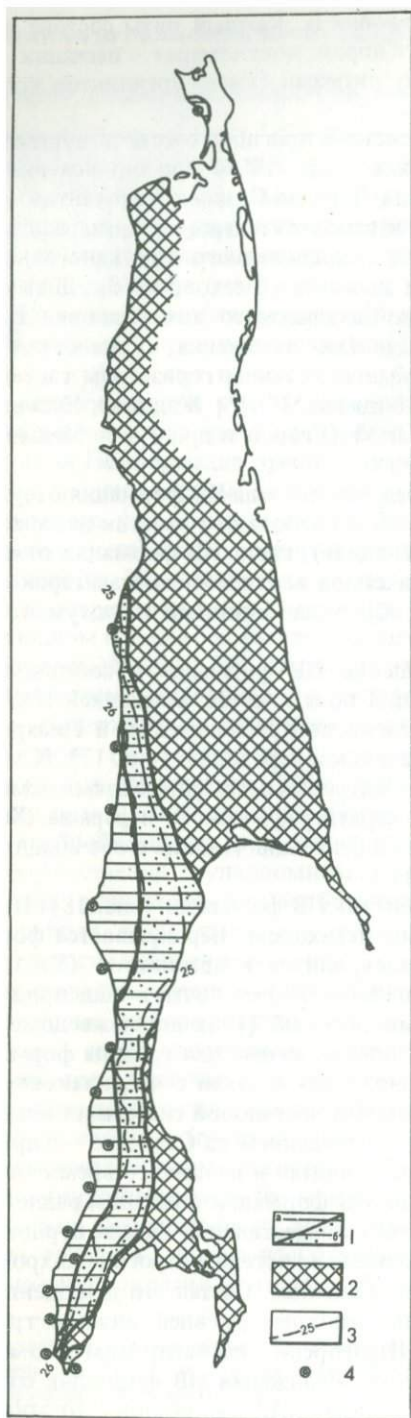
Приведенному эталону в западной системе прогибов соответствуют отложения аракайской свиты (Алексейчик и др., 1954) или одноименной вулканогенной толщи западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория, рассматриваемой либо в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения, либо в качестве соподчиненного (вулканогенная фация) с соседними подразделениями элемента (Смехов, 1953; Шилов, 1957б). На восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория НВ формация включает спорадически развитые отложения вулканогенно-терригенного происхождения, относимые к верхним горизонтам гастелловской (Криштофович, 1960, 1964; Жидкова, 1961б; Жидкова, Кузина, 1961; Ратновский, 1969), или аракайской (Егоров и др., 1966; Мельников, 1970) свиты.

В восточной системе прогибов в пределах острова НВ формация отсутствует. Исключение составляет сравнительно небольшой участок на западном побережье п-ова Шмидта (р. Водопадная), где к НВ формации относятся отложения вулканогенной пачки самой верхней части мацигарской свиты и сравнительно грубозернистые образования нижней части тумской свиты.

Относительно просты взаимоотношения НВ формации с соседними формациями. Повсеместно НВ формация подстилается формацией ПАА, причем на западном побережье (в Лесогорско-Красногорском и Томари-Невельском районах) согласно, с постепенным переходом (рис. 17). К востоку от этих двух районов между рассматриваемыми формациями отмечаются следы размыва и небольшого стратиграфического перерыва. Характер взаимоотношения НВ формации и формации ПАА на п-ове Шмидта не ясен (предположительно согласный).

Еще более однообразен верхний контакт НВ формации (рис. 18). Повсеместно она согласно (с постепенным переходом) перекрывается формацией тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА).

Возраст НВ формации в рассматриваемом объеме почти в общепринятом порядке определяется как раннемиоценовый (Решения межведомственного совещания..., 1961). Правда, нижняя возрастная граница формации далеко не всегда оценивается однозначно в связи с неодинаковым пониманием границы между палеогеновой и неогеновой системами вообще, с одной стороны, и ее конкретным проведением на Сахалине — с другой. Приведенная более или менее общепринятая в настоящее время точка зрения о совпадении нижней границы НВ формации с началом раннего миоцена основана на двух допущениях: отождествлении начала бурного проявления вулканизма с границей палеогена и неогена и строгой синхронности этого явления на всей территории Сахалина. Считая эти допущения целесообразными, следует сказать, что наиболее древней нижней границе формации является, очевидно, в Лесогорско-Красногорском и Томари-Невельском районах (см. рис. 17), где отложения НВ формации согласно перекрывают образования формации ПАА. К востоку от этих



районов возраст нижней границы НВ формации, видимо, слегка омолаживается в связи с размывом, предшествующим отложению формации.

Сравнительно синхронна верхняя граница НВ формации (см. рис. 18), отражающая, предположительно, одновременное (в пределах острова) затухание вулканизма. Наиболее молодыми верхние горизонты формации являются в непосредственной близости от центров вулканизма (западное побережье Сахалина). К периферии от центров, в частности восточнее, верхняя граница НВ формации становится, видимо, несколько древнее в связи с постепенно ослабевавшим в этом направлении влиянием вулканизма на характер осадконакопления в западной системе прогибов.

Вещественный состав

Слагающие НВ формацию вулканогенно-терригенные породы лишь в самом общем виде образуют упомянутые выше четыре регионально выдержанные пачки. В различных разрезах формации вещественный состав пачек существенно меняется.

В разрезе по р. Августовке НВ формация мощностью 360 м состоит из трех пачек. Наиболее крупная по мощности (220–230 м) нижняя грубообломочная пачка более чем наполовину (по данным В.И. Головинского) сложена вулканомиктовыми песчаниками. В верхней части среди песчаников отмечаются отдельные небольшие прослои алевролитов. Завершается пачка сдвоенным 100-метровым горизонтом грубообломочных вулканомиктовых конгломерато-брекчий.

Средняя относительно тонкозернистая пачка мощностью около 50 м состоит из переслаивающихся вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

Верхняя грубозернистая пачка мощностью до 80 м начинается 30-метровым горизонтом грубых вулканомиктовых конгломерато-брекчий, сменяющихся вулканомиктовыми песчаниками. В самой верхней части пачки отмечаются прослои мелкогалечных конгломератов. Выше по разрезу идут окремненные алевролиты формации КАА. Переходная пачка, в своем типичном выражении, видимо, отсутствует.

Южнее, в бассейне р. Углегорки (реки Аральская, Дубовка и Резвушка), в составе НВ формации, по данным В.И. Головинского, преобладают тонкозернистые породы. При общем увеличении мощности формации

Рис. 17. Схема взаимоотношения НВ формации с подстилающими образованиями

1 — районы залегания НВ формации на формации ПАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — области сноса; 3 — палеозоохроны (в млн. лет) нижней границы НВ формации; 4 — предполагаемое положение эруптивных центров

Рис. 18. Схема взаимоотношения НВ формации с перекрывающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации КАА на НВ формации; 2 — области сноса; 3 — палеозоохроны (в млн. лет) верхней границы НВ формации; 4 — предполагаемое положение эруптивных центров

(до 460 м) резко уменьшается (до 70 м) мощность нижней грубообломочной пачки и возрастает (до 260–270 м) мощность средней тонкозернистой пачки. Аналогично с разрезом по р. Августовке нижняя грубообломочная пачка сложена вулканомиктовыми песчаниками, завершающимися 20-метровым горизонтом вулканомиктовых конгломерато-брекчий. Небольшой прослой конгломерато-брекчий отмечается и непосредственно в основании пачки. Средняя тонкозернистая пачка представлена в основном алевролитами, а верхняя грубозернистая пачка — алевролитами и вулканомиктовыми песчаниками.

Резко грубеет и обогащается вулканогенным материалом НВ формация в Красномгорском и Томаринском районах. В разрезе по р. Парусной нижняя грубообломочная пачка, достигающая не менее 180 м мощности, завершается более чем 50-метровым горизонтом грубообломочных вулканомиктовых конгломерато-брекчий. 3-метровый прослой мелкообломочных вулканомиктовых конгломерато-брекчий наблюдается и непосредственно на контакте НВ формации с подстилающей ее формацией ПАА. С 30-метрового горизонта грубых вулканомиктовых конгломерато-брекчий начинается и верхняя грубообломочная пачка (мощностью около 120 м), сменяющаяся выше вулканомиктовыми песчаниками с прослоями (до 5 м мощности) вулканомиктовых гравелитов и разногалечных (до крупновалунных) конгломератов.

Средняя тонкозернистая пачка мощностью около 200 м представлена в основном песчанистыми алевролитами с тонкими (до 0,2–0,5 м), часто линзовидными прослоями вулканомиктовых песчаников.

Еще более "грубеет" НВ формация в разрезе по р. Томаринке, причем в основном за счет верхней грубообломочной пачки. В нижней половине этой пачки, достигающей 300 м мощности, насчитывается до шести горизонтов грубых вулканомиктовых конгломерато-брекчий мощностью от 1 до 20 и даже 50 м, залегающих среди вулканомиктовых песчаников.

Резко сокращается в мощности (до 50–60 м) средняя тонкозернистая пачка, состоящая из сравнительно тонко переслаивающихся алевролитов и вулканомиктовых песчаников.

Несколько уменьшается в мощности (до 140–150 м) и нижняя грубообломочная пачка, представленная вулканомиктовыми песчаниками (иногда с прослоями алевролитов) с 40-метровым горизонтом вулканомиктовых конгломерато-брекчий в верхней части.

Немного южнее, в разрезе по р. Рудановского, состав НВ формации вновь существенно меняется: совершенно исчезают вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии и конгломераты. Нижняя грубообломочная пачка мощностью 230–240 м сложена исключительно одними вулканомиктовыми песчаниками. Преобладают вулканомиктовые песчаники и в верхней грубообломочной пачке (мощность около 100 м). Небольшая (60–70 м) средняя тонкозернистая пачка состоит из алевролитов. В этом разрезе отчетливо выражена и завершающая НВ формацию переходная пачка мощностью около 30 м, представленная тонко переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, слегка окремненными алевролитами и кислыми туфами.

Не менее резко меняется вещественный состав НВ формации и в остальных ее разрезах южнее г. Чехова при более или менее строгом сохранении деления на четыре характерные для формации пачки. Так, в разрезе по р. Середке (правый приток р. Костромы) в составе грубообломочных пачек вновь появляются крупные горизонты вулканомиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий. 25-метровый горизонт вулканомиктовых конгломерато-брекчий венчает нижнюю грубообломочную пачку мощностью 130–160 м, состоящую в основном из грубозернистых вулканомиктовых песчаников с прослоями гравелитов. 45-метровым горизонтом вулканомиктовых конгломератов начинается 150-метровая верхняя грубообломочная пачка, сложенная в остальной своей части вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов. Из вулканомиктовых песчаников состоит и разделяющая грубообломочные пачки небольшая по мощности (около 50 м) средняя тонкозернистая пачка. Хорошо в этом разрезе выражена переходная пачка (тонко переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники и окремненные алевролиты с прослоями кислых туфов), достигающая 90 м мощности.

В разрезе по р. Чусовке по сравнению с предыдущими значительно "грубеет" верхняя грубообломочная пачка, тогда как нижняя грубообломочная и средняя тонкозернистая пачки становятся явно более тонкообломочными. Среди вулканомиктовых песчаников, слагающих нижнюю грубообломочную пачку мощностью 140 м, появляются частые прослои алевролитов. Единственный, сравнительно небольшой (около 10 м) горизонт вулканомиктовых конгломерато-брекчий приурочен непосредственно к основанию пачки.

В составе средней тонкозернистой пачки мощностью не более 60 м резко преобладают алевролиты. Изредка отмечаются тонкие прослои вулканомиктовых песчаников.

В составе 140 м верхней грубообломочной пачки мощностью 140 м, состоящей в основном из вулканомиктовых песчаников, помимо 40 м горизонта вулканомиктовых конгломерато-брекчий в основании пачки, отмечаются еще два небольших (5–10 м) горизонта в верхней части пачки.

Вулканомиктовые песчаники широко развиты и в переходной пачке, мощностью 40 м.

В разрезе по р. Чкалова еще более глинистой (развиты исключительно одни алевролиты) становится 60–70-метровая средняя тонкозернистая пачка. Резко "грубеет" нижняя грубообломочная пачка, причем горизонты вулканомиктовых конгломерато-брекчий (три горизонта мощностью 10–20 м) вновь приурочены к верхней части пачки. Наоборот, из верхней грубообломочной пачки мощностью не более 90 м, состоящей исключительно из вулканомиктовых песчаников, вулканомиктовые конгломерато-брекции почти полностью исчезают. Исключение составляют единичные тонкие линзовидные прослои вулканомиктовых конгломератов и конгломерато-брекчий в средней части пачки. До 60–70 м возрастает мощность переходной пачки, состоящей из тонко переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, окремненных алевролитов и кислых туфов.

В восточном направлении намечается тенденция общего сокращения мощности НВ формации и составляющих ее пачек. Из разрезов грубообломочных пачек постепенно полностью исчезают вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи и конгломераты. В Макаровском районе эти пачки сложены в основном вулканомиктовыми песчаниками, реже гравелитами; отмечаются глауконитовые песчаники. Сокращается в мощности и опесчанивается средняя тонкозернистая пачка; отсутствует переходная пачка.

Совершенно иной вещественный состав имеет НВ формация в разрезе по р. Водопадной на п-ове Шмидта. Большая нижняя часть формации мощностью около 100 м сложена здесь подушечными лавами, на которых залегает 60–70-метровая пачка переслаивающихся разнозернистых вулканомиктовых песчаников и песчаных, плохо отсортированных, иногда окремненных алевролитов. На контакте с лавами отчетливо выделяется небольшой прослой вулканомиктовых конгломератов.

Итак, НВ формация состоит из вулканомиктовых песчаников, брекчий, конгломерато-брекчий, конгломератов, гравелитов, туфов, алевролитов и аргиллитов. Изредка встречаются лавы.

Вулканомиктовые¹ песчаники — основной литотип НВ формации (как правило, более 50% объема формации). Резко преобладают вулканомиктовые песчаники в составе нижней и верхней грубообломочных пачек, где образуют прослои до 5–20 м, а иногда и больше. Встречаются вулканомиктовые песчаники, правда в виде более тонких прослоев, в составе среднезернистой и переходной пачек.

Окраска преимущественно зеленовато-серая или темно-серая с зеленоватым оттенком; встречаются песчаники серого, голубовато- и желтовато-серого цвета. В общем, это сравнительно плотные, массивные, неясно- или грубо- (мощность серий до 50 м), иногда косослоистые породы, разнозернистые, чаще всего средне-, крупно- и грубозернистые (размер зерен 0,02–1,5 мм; $Md = 0,12–0,17$), средне или плохо отсортированные ($So = 3–6$, встречаются хлидолиты) с рассеянной мелкой галькой и гравием, многочисленными растительными остатками. Структура — алевро-псаммитовая и псаммитовая, текстура — микрослоистая или неориентированная.

Плохо окатанный обломочный материал состоит из плагиоклазов (15–35%), микроклина (0–10%), обломков эффузивных пород (10–60%), кварца (5–35%), кварцитов (5–20%), алевролита и аргиллита (0–10%), вулканического стекла (до 8–10%); в заметном количестве встречаются хлорит, слюды, пироксен, роговая обманка, эпидот, апатит, циркон, гранат, сфен, рудные минералы, глауконит. По классификации В.Д. Шутова, вулканомиктовые песчаники НВ формации представляют собой собственно граувакки, несколько меньше — кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки (рис. 19, см. вкл., табл. 13).

¹ Под вулканомиктовыми понимаются породы, обломочная часть которых состоит в основном из переотложенного (переработанного, испытавшего перенос) материала вулканического происхождения.

Таблица 13

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород НВ формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагио- оклаз	Кали- шпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадоч- ные	метамор- фические	эффузив- ные	
1523	р. Чеховка	20	35	5	5	10	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
1541	"	25	20	10	5	5	35	То же
115д	р.Парусная	20	20	5	10	10	35	Собственно граувакка
115л	"	10	35	—	5	10	40	"
118а	"	10	20	10	5	15	40	"
88	р.Чусовка	35	20	5	10	20	10	Полевошпат-кварцевая граувакка
6г	р.Августовка	5	20	—	5	10	60	Собственно граувакка
6д	"	10	20	—	10	10	50	"
239а	р.Кастрома	15	20	10	10	10	35	"
240а	"	20	20	5	5	10	40	"
242а	"	25	15	5	10	15	30	"
243б	"	20	25	—	10	20	35	"
1413	р.Правда	25	25	5	—	5	40	Кварц-полевошпатовая граувакка
1331	"	5	20	5	10	15	45	Собственно граувакка
48	"	10	25	5	10	10	40	"
172	р.Калинка	20	20	5	10	10	35	"
210	р.Ястребок	25	30	5	5	10	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
218а	"	5	30	5	5	15	40	Собственно граувакка
227а	"	10	30	5	10	20	25	"
751	р.Гастелловка	20	20	5	15	20	20	"
747	"	20	25	5	5	20	25	"
308	р.Найба	20	30	5	—	10	35	Кварц-полевошпатовая граувакка
310	"	15	30	5	5	15	30	То же
425	р.Томаринка	10	30	10	5	10	35	"
433	"	10	30	5	10	15	30	Собственно граувакка
434	"	25	25	5	10	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка

Таблица 14

Химический состав (в %) пород НВ формации

№ обр.	Место взятия образца	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
2621а	Нижнее течение р. Анастасии	Пироксеновый андезит	54,32	18,83	2,48	3,69
40а	Рифовые острова у пос. Поярково	Двупироксеновый андезит	54,57	16,30	4,35	2,00
278а/2	Район пос. Поляково	Пироксеновый андезит	55,54	19,96	2,33	2,69
763з	Среднее течение р. Старицкого	То же	57,40	19,38	2,02	3,82
2627	Устье р. Анастасии	"	60,99	18,24	1,89	2,35
247и	Окрестности г. Холмска	Пироксеновый дацит	63,59	17,20	4,09	2,35
207г	р. Лесогорка	Роговообманковый дацит	65,55	16,48	4,23	1,44
27	р. Шebuинка	Пироксен-роговообманковый дацит	66,85	16,39	3,46	1,74
7а	р. Августовка	Песчаник	47,44	21,36	3,02	4,37
117а	р. Парусная	Алевролит	67,33	13,67	2,70	1,74

Зерна плагиоклазов призматические, сдвойникованные, свежие или частично замещенные кальцитом, чешуйками гидрослюда и хлорита. Обломки эффузивных пород — преимущественно андезиты и андезитовые порфириты с микролитовой, пилотакситовой, гиалопилитовой, реже фельзитовой структурой основной массы, часто девитрофицированной и замещенной хлоритом. Зерна кварца угловатые, с волнистым погасанием, свежие, трещиноватые.

Отдельные прослои вулканомиктовых песчаников (чаще всего в низах формации) содержат в большом количестве (до 30 и даже 50%) аутигенный глауконит (крупные зерна травяно-зеленого цвета, микроагрегатного строения, с $N_{ср} = 1,635$).

Часто встречающийся вторичный хлорит образует светло-зеленые радиально-лучистые агрегаты. Мелкие зерна желтовато-зеленого эпидота развиваются по плагиоклазам и обломкам эффузивных пород. По пироксену иногда развивается гидрослюда, а по вулканическому стеклу — монтмориллонит.

Коэффициент мономинеральности для вулканомиктовых песчаников НВ формации меньше 1 (0,6). Коэффициент выветрелости варьирует от 2,2 до 4,9 (табл. 14).

В составе тяжелой фракции песчаников (до 2% веса породы) преобладают пироксен (0–90,7%), эпидот (0,6–63,6%), рудные (0–81,6%), гидро-

	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
	1,19	0,14	0,30	8,96	3,16	4,04	0,66
	1,55	0,09	0,26	7,80	2,28	3,95	0,38
	0,47	0,08	0,16	7,98	3,00	3,85	0,85
	0,62	0,01	0,27	7,10	2,80	3,24	1,23
	0,60	0,10	0,13	6,27	2,63	3,84	1,45
	0,40	Сл.	0,08	6,43	1,56	3,26	1,03
	0,39	—	0,07	5,55	0,37	3,27	1,11
	0,50	—	0,06	5,54	1,18	3,27	1,33
	0,76	0,13	0,07	5,80	6,80	5,45	0,63
	0,45	0,03	0,11	0,28	2,49	1,81	2,37

окислы железа (0–34,7%), лейкоксен (0–30,3%), роговая обманка (0–40,1%), титансодержащие (0–7,7%); в единичных зернах встречаются корунд, турмалин, ортит (табл. 15).

Л.А. Зиндель относила эти отложения к слюдисто-хлоритовой зоне. Палеогеографический коэффициент меньше 1 (0,7). Цемент от базального до порового. Состав цемента сложный: хлорито-глинистый, кремнисто-глинистый, известково-глинистый, железистый, а иногда и более сложная 3- и даже 4-компонентная смесь перечисленных минералов.

Вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи и конгломераты и гравелиты¹ составляют в отдельных разрезах НВ формации до 30% ее мощности. Встречаются они в основном в нижней и верхней грубообломочных пачках, где зачастую образуют крупные (до 100 м мощности) горизонты. Небольшие прослои (до 1–1,5 м) вулканомиктовых конгломератов и гравелитов изредка отмечаются в нижней части переходной пачки. В средней тонкозернистой пачке перечисленные породы не наблюдались.

В целом эти породы хорошо выделяются в разрезе зеленовато-серой окраской, значительной плотностью, массивностью, почти полным отсут-

¹ Эти породы рассматриваются совместно, так как они чаще всего образуют единые тела, представляющие неупорядоченную смесь из перечисленных пород.

Таблица 14 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Порода	S _{общ}	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
2621а	Нижнее течение р. Анастасии	Пироксеновый андезит	0,08	1,66	1,36	100,87
40а	Рифовые острова у пос. Поярково	Двупироксеновый андезит	0,26	4,46	1,86	100,11
278а/2	Район пос. Поляково	Пироксеновый андезит	Сл.	0,79	1,88	99,58
763з	Среднее течение р. Старицкого	То же	0,16	1,10	0,34	99,49
2627	Устье р. Анастасии	"	—	0,65	1,73	100,87
247и	Окрестности г. Холмска	Пироксеновый дацит	0,08	0,30	0,50	100,87
207г	р. Лесогорка	Роговообманковый дацит	0,06	0,46	1,12	100,10
27	р. Шebuинка	Пироксен-роговообманковый дацит	0,06	0,42	0,69	100,97
7а	р. Августовка	Песчаник	0,08	0,52	3,51	100,19
117а	р. Парусная	Алевролит	0,41	4,40	2,66	100,45

ствием слоистости и отсортированности. Очень изменчивы размеры обломочного материала. Преобладающий размер 10–20 см. Отдельные плохо окатанные или почти неокатанные обломки и глыбы, слагающие вулканомиктовые брекчии и конгломерато-брекчии, достигают иногда 2–3 м в сечении. Встречаются и валуны таких же размеров. Некоторые валуны и обломки красноватого цвета, с миндалекаменной структурой, пористые. Цементирующий материал — вулканомиктовые псефито-псаммитовые песчаники.

Галька, валуны и обломки состоят в основном, по данным В.Н. Шилова и В.Ф. Ерохова, из различных разновидностей андезитов (пироксеновые, двупироксеновые, роговообманковые) и дацитов (пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые).

А н д е з и т ы — серые, с красноватым оттенком, плотные породы с порфировой структурой. Структура основной массы — гиалопилитовая, реже пилотакситовая. Вкрапленники (20–30% объема породы) представлены плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой. Плагиоклазы (удлиненные лейсты, таблицы, реже гломеропорфиновые сростки) измененные (замещаются хлоритом или кальцитом), зонального строения, образуют непрерывный ряд от основного андезина до кислого лабрадора. Моноклинный пироксен (главная составная часть в пироксеновых и двупироксеновых андезитах) встречается в виде короткостолбчатых

кристаллов, частично растворенных и замещенных гидрослюдой и хлоритом ($N_g = 1,717-1,719$; $N_p = 1,696-1,698$; $c N_g = 48^0$; $2V = +50 \div +58$). Ромбический пироксен (только в двупироксеновых андезитах) образует удлиненные кристаллы с зеленоватым оттенком ($N_g = 1,704$; $N_p = 1,693$; $c N_g = 2^0$; $2V = -60$). Роговая обманка (преобладающий цветной минерал в роговообманковых андезитах, изредка отмечается и в двупироксеновых андезитах) — удлиненные кристаллы с интенсивной окраской и резким плеохроизмом от буро-красного по N_g до буровато-желтого по N_p ($N_g = 1,706-1,708 \pm 0,002$; $N_p = 1,674 - 1,676 \pm 0,002$). В виде мелких зернышек встречается магнетит.

Д а ц и т ы внешне сходны с андезитами, отличаются от них химическим составом и меньшим количеством вкрапленников. Среди вкрапленников, как и в андезитах, резко преобладают плагиоклазы (в виде удлиненно-таблитчатых кристаллов), правда более кислые по сравнению с андезитами. Пироксен представлен только моноклинной разновидностью.

Таблица 15

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции алеврито-псаммитовых пород НВ формации

№ обр.	Рудные минералы	Гидро-окислы	Лейко-ксен	Титансодержащие	Сфен
422*	26,1	0,5	4,8	3,0	0,5
422*	0,25	0,01	—	—	—
425	7,6	1,6	11,4	4,2	—
425	—	—	—	—	—
425-1*	18,0	1,0	5,3	4,7	0,3
426-1*	19,3	2,0	8,8	1,6	0,7
426-6	9,3	—	2,4	—	—
426-16	6,8	—	1,1	—	—
427-4*	12,7	0,3	1,5	—	0,3
427-6	2,5	—	3,7	—	—
427-9	5,4	—	5,4	—	—
429-2	8,5	—	0,3	—	—
429-2	1,2	—	—	—	—
432-1	1,7	—	—	—	—
432-5	0,6	0,3	1,6	0,3	—
433-5	13,0	—	0,6	—	—
433-9	4,6	2,7	0,3	—	—
192	12,6	0,6	30,3	5,7	—
192-а ₄	20,1	—	18,1	3,0	—
194-2	10,2	3,1	18,3	3,4	—
196-9	12,8	0,3	0,3	0,3	—
198-а	11,7	13,1	0,2	7,7	—
199	17,4	34,7	3,9	5,4	—
199-3	81,6	—	—	—	—
193-а ₃	9,2	1,4	28,4	1,4	—
193-а ₄	3,0	—	1,0	2,0	—

* Алевролит.

Таблица 15 (окончание)

№обр.	Брукит	Анаказ	Циркон	Гранат	Группа эпидота	Ортит	Турмалин
422*	-	-	40,2	15,7	2,9	-	-
422*	-	-	Сл.	-	-	-	-
425	-	-	2,2	2,8	63,5	-	0,6
425	-	-	27,0	7,2	63,6	-	-
425-1*	-	-	3,7	2,7	59,4	0,3	0,3
426-1*	-	-	1,3	1,6	52,5	0,3	1,0
426-6	-	-	-	-	1,8	-	-
426-16	-	-	-	-	1,9	-	-
427-4*	-	-	0,3	-	10,0	-	-
427-6	-	-	-	-	3,4	-	-
427-9	1,1	-	6,5	7,6	23,8	-	-
429-2	-	-	-	-	0,6	-	-
429-2	-	-	-	-	2,8	-	-
432-1	-	-	-	-	2,3	-	-
432-5	-	-	0,3	0,3	4,1	-	-
433-5	-	-	-	-	3,3	-	-
433-9	-	-	7,7	2,7	53,6	-	-
192	-	0,3	20,8	4,9	0,9	0,3	3,7
192-a ₄	-	-	19,8	1,4	41,7	0,3	0,8
194-2	-	-	0,3	1,5	53,7	0,6	0,3
196-9	-	-	0,3	0,3	2,1	0,3	0,3
198-a	-	-	2,8	0,6	22,6	-	3,1
199	-	-	1,0	1,3	8,9	-	1,3
199-3	-	-	0,7	0,7	0,7	-	1,4
193-a ₃	-	-	5,2	7,4	32,4	0,4	2,3
193-a ₄	-	-	0,7	0,3	2,7	0,3	0,3

Алевролиты в различных разрезах НВ формации составляют от 5 до 40% ее объема. Этими породами сложена большая часть средней тонкозернистой пачки. Довольно широко развиты они и в переходной пачке. Отдельные прослои алевролитов встречаются и в грубообломочных пачках.

Преобладающая окраска — серая с зеленоватым, голубоватым или коричневатым оттенком различной интенсивности. Сравнительно часто встречающаяся в алевролитах слоистость (тонкая, прерывистая, горизонтальная или косая) обусловлена распределением песчаного материала, детрита и пирита. Отдельность — мелкощебенчатая, иногда конкрециевидная. Встречаются две разновидности алевролитов: слабо уплотненные — неокремненные и плотные — окремненные. Последние чаще всего отмечаются в переходной, а иногда и в средней тонкозернистой пачках.

Характерной особенностью алевролитов НВ формации является низкая степень отсортированности ($S_o = 3-5$): заметная примесь песчаного материала, рассеянная галька и гравий из кремнистых и эффузивных по-

Пироксен	Роговая обманка	Глаукофан	Андалузит	Корунд	Пирит
0,3	-	-	-	-	92,0
Сл.	-	-	-	-	98,0
2,5	1,9	-	-	-	50,7
2,2	-	-	-	-	30,2
2,3	2,0	-	-	-	64,5
0,7	2,9	-	0,3	-	-
77,2	9,3	-	-	-	-
85,6	4,7	-	-	0,3	0,3
29,6	47,7	-	-	-	-
82,8	8,2	-	-	-	70,1
-	40,1	1,1	-	-	0,3
82,4	8,2	-	-	-	-
90,7	5,3	-	-	-	12,6
78,1	5,3	-	-	-	-
76,8	15,4	-	-	-	25,3
76,5	6,3	-	-	-	-
0,6	1,2	-	-	-	-
0,2	0,3	-	-	-	8,7
-	0,3	-	-	-	38,9
0,3	-	-	-	6,1	2,8
80,3	2,7	-	-	0,3	-
18,6	1,4	-	-	0,9	76,7
14,5	3,4	-	-	7,5	59,1
10,8	0,7	-	-	-	59,0
-	-	-	-	-	0,4
76,4	13,3	-	-	-	6,7

род. Наиболее распространены крупнозернистые песчаные и песчаные разновидности алевролитов с $Md = 0,08$ мм.

По составу обломочной части алевролиты сходны с вулканомиктовыми песчаниками. Цемент (35–45% породы) преимущественно базальный, по составу — известково-глинистый и кремнисто-глинистый. Глинистый минерал в цементе представлен гидрослюдами, иногда с примесью каолинита.

Аргиллиты среди пород НВ формации встречаются редко, в виде тонких линзовидных прослоев внутри алевролитов, преимущественно в средней тонкозернистой и переходной пачках. Это светло-серые, тонкослоистые, плотные, большей частью слабо отсортированные породы. Примесь песчаных зерен достигает иногда 22%, алевритовых — 29%.

Туфы (витрокластические, кристалло-витрокластические и кристалло-литокластические) образуют в составе НВ формации редкие прослои мощностью 0,1–2 м и суммарно вряд ли превышают 0,1% объема формации. Наиболее отчетливо в разрезах формации выражены прослои кислых витрокластических туфов в составе переходной пачки. Это светло- или

желтовато-серые, плотные, слоистые породы, почти целиком состоящие из различных по форме (глобулиты, спиккулиты, скопулиты) обломков вулканического стекла размером до 1 мм с единичными кристаллами плагиоклазов и большим количеством обугленного растительного материала.

Л а в ы в составе НВ формации, за исключением разреза по р. Водопадной (п-ов Шмидта), не отмечены. В этом единственном разрезе выделяется примерно 100-метровая пачка, полностью состоящая из миндалекаменных подушечных лав. Вероятно, в результате разрушения лавовых потоков образовались часто встречающиеся в вулканомиктовых брекчиях и конгломерато-брекчиях обломки пористых миндалекаменных пород.

Условия формирования

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е. Резкое преобладание в составе НВ формации грубообломочных образований (вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники), многочисленные растительные остатки вплоть до крупных обугленных или окремненных обломков древесных стволов, обилие и видовой состав остатков морской фауны моллюсков (*Cardita*, *Parapyridea*) говорят о прибрежно-морских условиях образования слагающих формацию отложений. Широкое развитие и даже преобладание в составе НВ формации (наряду с терригенными) смешанных (вулканогенно-терригенных) пород, изредка встречающиеся чисто вулканические породы (туфы, лавы) свидетельствуют о том, что своим происхождением НВ формация обязана двум взаимно наложившимся факторам: вулканогенному и терригенному.

Общая низкая степень отсортированности и окатанности обломочного материала вулканогенного происхождения, наличие многочисленных, иногда довольно значительных по мощности (до 100 м) горизонтов грубообломочных вулканомиктовых брекчий, конгломерато-брекчий и конгломератов (размер совершенно неокатанных хаотично расположенных обломков и валунов иногда достигает 0,5—4 м), резко изменяющиеся от разреза к разрезу состав и мощность грубообломочных горизонтов позволили В.Н. Шилову связать их образование с интенсивным разрушением вулканических построек гористых островов, возвышавшихся над уровнем мелководного моря. Море активно перерабатывало (разрушало, переносило, окатывало, сортировало, переотлагало, перемешивало, захороняло) не только и не столько продукты непосредственных вулканических извержений, поступавших в морской бассейн (вулканический пепел, песок, вулканические бомбы, лавы), сколько, обрушиваясь на неожиданно выросший со дна остров-вулкан, перерабатывало сформировавшие его продукты предшествующих вулканических извержений. Подтачивая со всех сторон вулканическую постройку, оно постепенно разрушало ее вплоть до полного уничтожения.

Продукты разрушения образовывали в плане зонально-концентрическую (вокруг былой постройки) более или менее изометричную структуру (линзу). В центральной части располагались наиболее грубые плохо окатанные и отсортированные продукты разрушения: вулканомиктовые

брекчии и конгломерато-брекчии. К периферии они постепенно сменялись (замещались) менее грубыми и более окатанными отсортированными образованиями: вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и, наконец, песчаниками. Центральная часть такой линзы отличается не только наиболее грубым составом слагающих ее вулканомиктовых образований, но и наибольшей мощностью грубообломочных горизонтов, да и всей вулканомиктовой формации в целом.

Основываясь на этой очевидной закономерности, В.Н. Шилов в 1958 г. предложил первую схему вероятного местоположения эруптивных центров — источников исходного вулканогенного материала для НВ формации. Аналогичного рода схема, отличающаяся от предыдущей числом, а иногда и местоположением предполагаемых эруптивных центров (островов-вулканов), была позднее составлена О.А. Мельниковым (1970).

По последней схеме (см. рис. 16), мелководный морской бассейн, существовавший во время накопления НВ формации вдоль западного побережья Сахалина (западная система прогибов), осложнялся следующими вулканами-островами (с севера на юг): Агневским, Белкинским, Лесогорским, Красногорским, Ильинским, Томаринским, Костромским, Холмским, Асанайским, Амурским, Шебунинским, Перепутским, Кузнецовским и Крильонским. Большинство их располагалось в Татарском проливе, вблизи от современного побережья Сахалина, а два — Костромской и Амурский — прямо на территории острова. Отчетливо видно постепенное увеличение числа вулканов-островов в южном направлении. Следует при этом, однако, помнить о сугубо ориентировочном определении местоположения эруптивных центров таким способом. Прежде всего потому, что при построении схемы использовались состав и мощность всей НВ формации без учета ее деления на четыре регионально выдержанные пачки.

В действительности время образования НВ формации характеризовалось по крайней мере двумя достаточно самостоятельными этапами бурной вулканической деятельности, разделенными периодом отсутствия или относительного затишья в проявлении вулканизма. Этапам бурного вулканизма отвечают нижняя и верхняя грубообломочные пачки НВ формации, а периоду затишья — средняя относительно тонкозернистая пачка формации. При этом резкая, зачастую явно асимметричная изменчивость вещественного состава грубозернистых пачек, как это видно из приведенного выше описания, свидетельствует об отсутствии строгой преемственности в расположении эруптивных центров, поставлявших исходный материал для этих пачек. По существу необходимо составление самостоятельных схем вероятного местоположения вулканических аппаратов для каждой грубозернистой пачки в отдельности и последующего их сравнения. Схема, не учитывающая эти особенности, несколько упрощает действительную картину.

В восточной системе прогибов в отличие от западной вулканизм в пределах Сахалина почти не проявлялся и НВ формация не формировалась. Исключение составляет небольшой участок на западном побережье п-ова Шмидта (р. Водопадная), где относящиеся к НВ формации отложе-

ния более чем наполовину представлены подушечными миндалекаменными лавами. Образование этих лав связано либо с иным, чем в западной системе прогибов, подводным характером вулканизма, либо с бурным излиянием лавовых потоков в морскую среду с близрасположенной к западу островной вулканической постройки. Последнее в какой-то мере подтверждается наличием прослая вулканомиктовых конгломератов, которые с отчетливыми следами размыва перекрывают лавовые образования. Возможно, лавы НВ формации по р. Водопадной являются фронтальными частями лавовых потоков, спускавшихся в море с невысоко поднимавшейся (а в начале и подводной) над уровнем моря вулканической постройки. Размыву в этом случае подверглась бы лишь сравнительно небольшая выведенная над уровнем моря верхняя часть островной вулканической постройки.

Существенную роль в формировании НВ формации наряду с вулканогенным играл и терригенный фактор. О бесспорном участии в качестве источника исходного для НВ формации материала обычных областей сноса (помимо вулканических построек) свидетельствуют нередко встречающиеся в породах формации обломки, гравий, галька, а иногда и крупные валуны метаморфических, интрузивных и осадочных пород. Количество терригенного материала в породах НВ формации западной системы прогибов заметно возрастает в восточном направлении. Очевидно, восточнее этих районов распространения НВ формации и располагались области сноса.

Судя по общему характеру распространения НВ формации на Сахалине (см. рис. 16), области сноса охватывали восточную половину южной части Сахалина (Сусунайский и Тонино-Анивский хребты, Сусунайская и Муравьевская депрессии), почти всю территорию центральной части Сахалина (Тынь-Поронайская депрессия, Восточно-Сахалинский и восточные склоны Западно-Сахалинского хребта) и западное побережье северной части острова. По сравнению с предшествующей формацией ПАА области сноса явно расширились, вновь, по всей видимости, связав разрозненные островные и полуостровные участки в единую непрерывную зону суши, соединяющуюся на севере с материковой областью сноса и отделяющую сокращенный по площади мелководный морской бассейн вдоль западного побережья Сахалина от мелководного морского залива на месте восточного побережья северного Сахалина и п-ова Шмидта.

По особенностям рельефа суши эта представляла два сильно сглаженных гористых или холмистых массива: центральный (на месте Тынь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта) и южный (на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов), окруженные обширной предгорной равниной, постепенно понижавшейся от подножия массивов к морскому побережью. У подножия массивов за счет деятельности рек продолжалось накопление отложений ПК формации. На отдельных заболоченных участках равнины началось (или продолжалось) накопление угленосных образований. На остальной части равнины, высвободившейся из-под уровня моря, подверглись некоторому размыву ранее отложившиеся здесь образования формации ПАА.

Палеотектонические. Мелководные морские условия и су-
женный характер распространения НВ формации по сравнению с предше-
ствующей формацией ПАА (см. рис. 16), а особенно следы размыва, очень
часто фиксируемые на контакте этих формаций (см. рис. 17), показы-
вают, что территория Сахалина непосредственно перед отложением НВ фор-
мации испытывала общий дифференцированный подъем, в результате ко-
торого большая часть Сахалина была выведена из-под уровня моря и под-
верглась размыву.

Осадконакопление, очевидно, не прерывалось лишь в центральных час-
тях прогибов: Углегорско-Красногорского и Томари-Невельского в запад-
ной системе прогибов и Байкальско-Дагинского (предположительно) в
восточной, где НВ формация согласно с постепенным переходом сменяет
формацию ПАА.

Движения, обусловившие подобный характер взаимоотношений, трак-
туются то как курильская фаза складчатости (Плешаков, 1938), то как
"эпоха диастрофизма" (Капица, 1963а,б), то как курильский этап мало-
амплитудного поднятия (Мельников, 1970). В последнем случае, в отли-
чие от остальных, все особенности взаимоотношений рассматриваемых
формаций объясняются проявлением лишь волновых и колебательных
движений, без участия складчатых движений. Наибольшему подъему под-
верглась система поднятий, разделявшая западную и восточную системы
прогибов.

Воздымание такого рода привело к широкой регрессии моря. Большая
часть территории Сахалина, примыкавшая к поднятиям, превратилась в не-
прерывную субмеридионального направления полосу суши, отделившую
небольшие остаточные морские бассейны в центральных (приосевых) час-
тях западной и восточной систем прогибов. Однако подъем, вызванный
волновыми движениями курильского этапа малоамплитудного поднятия,
был на Сахалине сравнительно небольшим и очень кратковременным.
Спустя некоторое время он сменился новым дифференцированным опу-
сканием. Опускание началось (или ускорилось) в прогибах, постепенно во-
влекая в этот процесс и поднятия. Сохранившиеся в центральных частях
прогибов мелководные морские условия распространились со временем
на значительную часть территории поднятий, высвободившихся из-под
уровня моря в результате предшествовавшего подъема. Правда, даже
на завершающей стадии формирования НВ формации (переходная
пачка), судя по ее распространению (см. рис. 16), морские условия
не достигали границ морского бассейна предшествующей формации
ППА.

С началом опускания связана первая бурная вспышка вулканизма,
обусловившая появление в разрезе нижней грубообломочной пачки НВ
формации в западной системе прогибов. Затем следуют кратковременный
период ослабления или затухания вулканизма (средняя тонкозернистая
пачка) и сменившая его вторая, не менее бурная и крупная, вспышка
вулканической деятельности, которой обязана своим происхождением
верхняя грубообломочная пачка НВ формации. Наконец, в условиях
общего затухания вулканизма и резко усилившегося опускания сформи-
ровалась переходная пачка НВ формации.

В восточной системе прогибов в отличие от западной спорадически проявившийся вулканизм периода формирования НВ формации в том единственном из отмеченных районов проявления (р. Водопадная на п-ове Шмидта) имел, видимо, одноактный характер.

Вулканогенный материал, составляющий значительную часть НВ формации, восполнял явный дефицит в терригенном материале, поступавшем с местных областей сноса, обеспечивая в целом более или менее компенсированный характер осадконакопления в западной системе прогибов. Составленная карта НВ формации (см. рис. 16) показывает отчетливую зависимость мощностей формации, с одной стороны, от положения эруптивных центров, с другой — от положения прогибов и разделяющих их поднятий.

Судя по мощностям отложений НВ формации, амплитуда прогибания в общем унаследованной от предшествующей формации ПАА западной системы прогибов составила не менее 500 метров для центральной части северного прогиба (Лесогорско-Красногорский район) и 700—800 метров для южного прогиба (Томаринско-Чеховский район).

В восточной системе прогибов отложения НВ формации в связи с весьма спорадическим их распространением по существу не принимали участия в выполнении прогибов. Здесь, по всей видимости, шло уже некомпенсированное накопление образований формации кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА).

Полностью унаследованными от периода образования формации ПАА оказались не только прогибы, но и поднятия: центральное — на месте Тымь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта и южное — на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов и их продолжений, скрытых под водами Охотского моря. В результате курильского этапа малоамплитудного поднятия они испытали некоторый подъем и расширение, образовав единую и достаточно широкую зону субмеридионального направления, полностью разделявшую западную и восточную системы прогибов.

На северо-западе Сахалина эта зона непосредственно сочленялась с поднятиями на месте Сихотэ-Алиня. Единой и сравнительно широкой зона поднятий была не только в момент максимума курильского этапа малоамплитудного поднятия, непосредственно предшествовавшего образованию НВ формации, но и во все время образования НВ формации. Подъем привел к некоторому оживлению эрозионной деятельности на поднятиях, к возобновлению или увеличению площадей, охваченных образованием ПК, а возможно и НУПГ формаций.

Наряду с волновыми движениями, обусловившими в конечном счете накопление НВ формации в целом, проявлялись и колебательные движения, выразившиеся в ряде разрезов НВ формации разнопорядковой ритмичностью или цикличностью слагающих ее отложений. Очевидно, влиянием колебательных движений объясняется отмечающаяся иногда в разрезах верхней грубообломочной и переходной пачек близкая к элементарной ритмичность трансгрессивного типа: закономерное повторение прослоев (мощностью до 1—1,5 м) конгломератов, песчаников и алевролитов.

Полезные ископаемые

Промышленного применения образования НВ формации до сих пор не нашли. Некоторое исключение составляет использование крепких вулканомиковых песчаников НВ формации в дорожно-строительном деле. Несомненною вниманиа заслуживают не нашедшие пока применения, но часто встречающиеся в составе НВ формации туфы и глауконитовые песчаники. Нельзя исключать отложения НВ формации из числа перспективных на нефть и газ.

Туфы в виде отдельных прослоев до 2 м мощности довольно часто встречаются среди отложений НВ формации, особенно в верхней ее части (переходная пачка). Проведенная оценка (Анодин, 1960; и др.) показала, что они имеют промышленное значение (могут быть использованы в качестве адсорбентов в нефтяной и добавок в цементной промышленности).

Глауконит (используемый в качестве калийных удобрений в сельском хозяйстве) в отдельных прослоях песчаников НВ формации иногда достигает 50%. Такие прослои (до 1,5 м мощности) песчаников отмечают в низах НВ формации почти во всех районах ее развития, особенно в Томаринском районе (Занюков и др., 1968). Глауконит может быть использован в качестве калийных удобрений в сельском хозяйстве, но для этого необходима разработка технологии обогащения. Простое отмучивание, в частности, обеспечивает обогащение от 15 до 45% (Ямада, 1930).

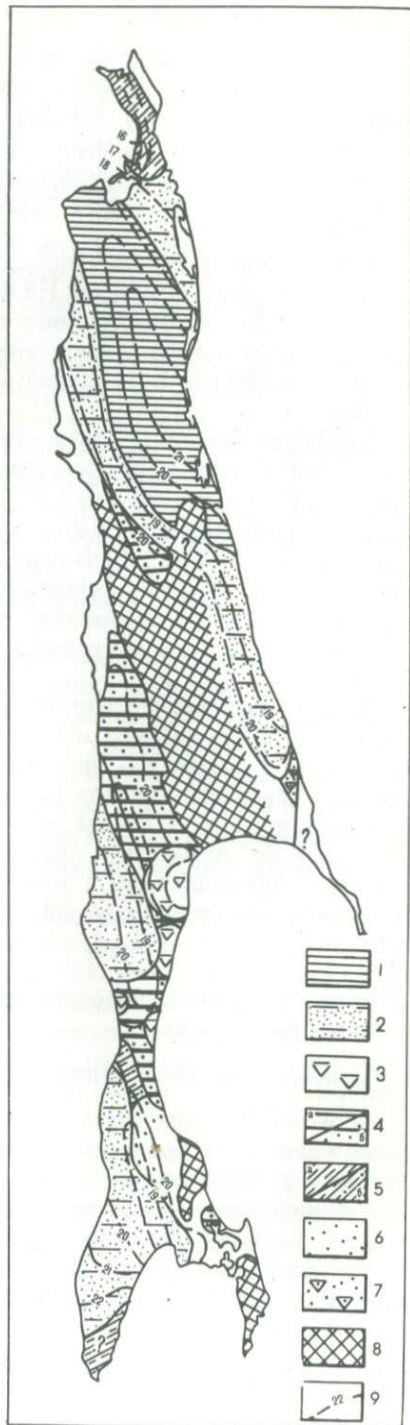
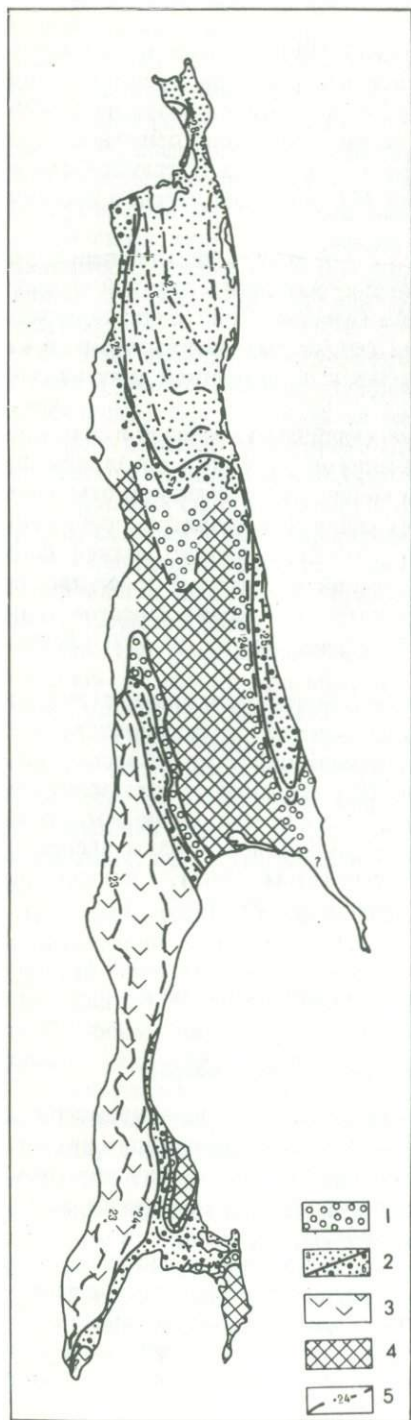
Литолого-фациальные и геохимические условия осадконакопления, характеристика рассеянного органического вещества и битумоидов, коллекторские свойства, наконец, изредка отмечавшиеся нефтегазопроявления дают основания относить формацию НВ к возможно нефтегазонасной. Открытая пористость иногда достигает 20%, тогда как проницаемость чаще всего не превышает 2 мД. Правда, отдельные образцы алевролитов имеют проницаемость в 10–45 мД (Остистый, 1963), а повышено-трещиноватые горизонты 14–23 мД (Сирык и др., 1968).

ФОРМАЦИЯ ТОНКОСЛОИСТЫХ КРЕМНИСТЫХ АЛЕВРОЛИТОВ И АРГИЛЛИТОВ (КАА)

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

За эталон КАА принята толща плотных (кремнистых или окремненных) тонкозернистых пород – алевролитов и аргиллитов, образующих крупные (до 10 м и более) пачки. Одни пачки состоят полностью из алевролитов или из аргиллитов, в других пачках эти породы переслаиваются в виде тонких (1–10 см) прослоев (рис. 20, см. вкл.).

Песчаники, гравелиты или конгломераты имеют в составе формации резко подчиненное значение и неупорядоченное распределение, причем как основные – патрические (алевролиты и аргиллиты), так и второстепенные – аллофильные члены формации содержат, как правило, постоянную заметную примесь вулканогенного (пеп-



лового или более грубого) материала, в связи с чем аллофильные члены формации чаще всего представлены вулканомиктовыми разновидностями пород.

Характерной особенностью формации КАА является тонкая, иногда даже листовая горизонтальная слоистость алевролитов и аргиллитов.

Приведенному эталону ближе всего соответствует холмская свита или одноименная подсвита южного Сахалина во всем своем объеме. На северном Сахалине этому эталону отвечают мутновская и пиленгская свиты восточного крыла Восточно-Сахалинского антиклинория, даехуриинская свита Дагинского и Катанглийского районов, хандасинская свита Энгизпальского района, нижнелангерийская свита Рыбновского района, верхи тумской, низы пильской, каскадная и венгерийская свиты п-ова Шмидта, нижние и верхние горизонты дагинской свиты Охинского района.

Формация КАА отличается от других формаций не только строго выдержанным постоянством вещественного состава, но и самым широким, почти повсеместным распространением на Сахалине.

Разнообразны и сложные взаимоотношения формации КАА со смежными формациями. С подстилающими образованиями НВ формации (западное побережье южного Сахалина) она связана постепенным переходом (рис. 21). Там, где НВ формация отсутствует, формация КАА непосредственно перекрывает формацию ПАА, причем, как правило, со следами размыва и перерыва в осадконакоплении, но без видимых угловых, а тем более азимутальных несогласий (Тынь-Поронайская, Сусунайская и Муравьевская депрессии, восточные склоны Восточно-Сахалинских гор). На северном Сахалине и п-ове Шмидта эти формации скорее всего связаны постепенным переходом, за исключением Рыбновского района, где между ними, по данным некоторых исследователей, зафиксированы сле-

Р и с. 21. Схема взаимоотношения формации КАА с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации КАА на ПК формации; 2 — районы залегания формации КАА на формации ПАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 3 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации КАА на НВ формации; 4 — области сноса; 5 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы формации КАА

Р и с. 22. Схема взаимоотношения формации КАА с перекрывающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации КАА на формации КАА; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формаций ААП и НАП на формации КАА; 3 — районы согласного, с постепенным переходом залегания СВ формации на формации КАА; 4 — районы залегания ВУПГ формации на формации КАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 5 — районы залегания формации КДА на формации КАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, иногда, возможно, с небольшими угловыми и азимутальными несогласиями; 6 — районы несогласного (размыв, большой перерыв в осадконакоплении, иногда с угловыми и азимутальными несогласиями) залегания ЛКП формации КАА; 7 — районы несогласного (размыв, прерыв в осадконакоплении, угловые и азимутальные несогласия) залегания ВВ формации на формации КАА; 8 — области сноса; 9 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы формации КАА

ды размыва и перерыва. На остальной территории своего распространения (периферийные участки выходов на дневную поверхность доверхнемелового складчатого фундамента) формация КАА согласно, с постепенным переходом подстилается базальными конгломератами, относящимися к ПК формации (Сусунайский, Тонино-Анивский и Восточно-Сахалинский хребты, среднее течение р. Тымь).

Еще сложнее и разнообразнее характер верхнего контакта формации КАА (рис. 22). В западной системе прогибов (Углегорский и Томари-Невельский районы) она согласно, с постепенным переходом, перекрывается замещающей ее по простиранию формацией крупнофлишоидно переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и вулканомиктовых песчаников (ААП). Аналогичным образом перекрывается формация КАА и средней вулканомиктовой (СВ) формацией в районах непосредственного их взаимоотношения (Макаровский район).

Несколько иначе залегает на формации КАА верхняя ритмослоистая угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ) формация. Постепенный согласный переход между этими формациями наблюдается лишь в Красногорском и, предположительно, Лесогорском районах. В остальных районах непосредственного взаимоотношения формаций КАА и ВУПГ между ними фиксируются следы размыва и стратиграфического перерыва. Отчетливые следы размыва и перерыва отмечаются в районах, где формация КАА перекрывается непосредственно формацией кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА) — Ильинский район или неяснослоистой лигнито-конгломератно-песчаной (ЛКП) формацией — Долинский район.

Разнообразен характер верхнего контакта формации КАА и в восточной системе прогибов (северный Сахалин). На большей части северного Сахалина формация КАА согласно, с постепенным переходом, перекрывается формацией тонкослоистых глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА), а за пределами распространения этой последней — нижней крупноритмичной алевролито-песчаниковой (НАП) формацией. Подобным же образом на п-ове Шмидта формация КАА перекрывается формацией КДА. Следы размыва и стратиграфического перерыва фиксируются на сравнительно небольших изолированных участках, где формация КАА непосредственно перекрывается либо верхней ритмослоистой угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией (среднее течение р. Тымь), либо верхней вулканомиктовой (ВВ) формацией (восточные склоны Восточно-Сахалинского хребта).

Возраст относимых к формации КАА отложений почти в общепринятом порядке определяется как ранний—средний миоцен (Решения межведомственного совещания. . . , 1961). Некоторое исключение составляют лишь самые верхние горизонты формации КАА на п-ове Шмидта (венгерийская свита), возраст которых определяется как поздний миоцен (Ратновский, 1969; и др.).

Не оспаривая этого общего представления, следует несколько уточнить положение о возрасте нижней и верхней границ формации. Наиболее древняя нижняя граница формации КАА в западной системе прогибов приблизительно (в самом общем, огрубленном виде) совпадает с восточной границей распространения НВ формации, подстилающей формацию КАА

(см. рис. 21). В широтном направлении от этих районов нижняя граница формации КАА несколько омолаживается: к западу — за счет частичного замещения нижней части формации КАА НВ формацией, а к востоку — за счет размыва, предшествовавшего образованию формации КАА.

В восточной системе прогибов районы с наиболее древним возрастом нижней границы формации КАА в связи с почти полным отсутствием НВ формации, очевидно, соответствуют центральным, наиболее глубоководным частям прогибов (п-ов Шмидта), где раньше всего началось накопление кремнистых образований. В западном направлении возраст нижней границы формации КАА в связи с ее переходом на крылья прогибов и размывом, предшествующим образованию формации, постепенно омолаживается.

Значительно большей асинхронностью характеризуется верхняя граница формации КАА. В западной системе прогибов районы развития наиболее молодых отложений формации (Бошняково-Макаров, Новоселово-Анива) примерно совпадают с районами ее максимальных мощностей (см. рис. 22). К востоку от этих районов возраст верхних горизонтов формации становится несколько древнее за счет постепенно возрастающего в этом направлении последующего размыва. Удревняется возраст верхней границы формации и к западу, а на п-ове Крильон — и к югу, но уже за счет замещения верхней части формации КАА формацией ААП.

В восточной системе прогибов наиболее древними верхние горизонты формации КАА являются, по всей видимости, на участке Катангли-Даги, где формация КАА в наибольшей степени замещается формацией ГАА. К западу от этого участка возраст верхней границы формации КАА сначала несколько омолаживается в связи с уменьшением степени замещаемости ее формацией ГАА, а затем (по периферии прогибов) вновь удревняется, но уже за счет замещения ее нижней крупноритмичной алевролитно-песчаниковой (НАП) формацией.

Омолаживается, причем очень резко (до позднего миоцена), верхняя граница формации КАА в восточном, точнее, в северо-восточном направлении (п-ов Шмидта). Правда, омоложение верхней границы формации КАА в этом случае связано с тем, что к ней отнесены кремнистые образования, перекрывающие среднемиоценовые отложения НАП формации, которая в этом районе вклинивается в среднюю часть формации КАА.

Заканчивая рассмотрение вопроса о возрасте формации КАА, следует сказать, что в отличие от всех ранее охарактеризованных формаций она обладает несравнимо меньшей степенью асинхронности своих границ. Исключением является лишь п-ов Шмидта, где в силу некоторых специфических условий развития резко омолаживается верхняя граница формации КАА.

Вещественный состав

Формация КАА по вещественному составу — одна из наиболее однообразных во всех районах своего развития на Сахалине. Почти повсеместно она представлена плотными окремненными алевролитами и аргиллитами. Другие породы (песчаники, гравелиты, конгломераты,

вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии, туфы) встречаются спорадически в виде отдельных небольших прослоев, реже — горизонтов и суммарно не превышают 10% от общего объема формации. Окремненные аргиллиты и алевролиты с очень редкими и тонкими прослоями песчаников слагают формацию КАА в подавляющем большинстве разрезов западной системы прогибов. Часто встречается мелкая (диаметром до 3 см), хорошо окатанная галька из эффузивных и кремнистых пород, шаровидные известковистые конкреции. Некоторое исключение составляют разрезы по рекам Чеховке, Красноярке, Владимировке и по большинству притоков р. Лютоги. В бассейне р. Лютоги в средней части разреза формации КАА выделяется (Мельников, 1968б, 1970) маркирующий горизонт мощностью 60—120 м, в котором среди типичных для формации окремненных алевролитов и аргиллитов появляются нехарактерные для нее крупные (до 1—5, а иногда 10—15 м) прослои грубозернистых вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов и даже конгломерато-брекчий. Следы этого горизонта (грубозернистые вулканомиктовые песчаники мощностью до 20 м) отмечаются и в разрезе по р. Владимировке. В разрезах по рекам Красноярке и Чеховке грубозернистые вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии суммарной мощностью до 40 м приурочены к нижней части формации.

Отдельные прослои (мощностью 1—5 м) глауконитовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой кварца, эффузивных, кремнистых и метаморфических пород встречаются иногда в составе формации КАА в Корсаковском районе, на Тонино-Анивском полуострове и в некоторых других разрезах западной системы прогибов.

Идентичным и даже более однообразным вещественным составом характеризуется формация КАА в восточной системе прогибов.

Грубозернистые образования (главным образом песчаники в виде редких тонких прослоев среди мощных пачек кремнистых или окремненных алевролитов и аргиллитов) не превышают здесь 5—8% от общего объема формации. В наиболее северном из разрезов (Мачегарском на п-ове Шмидта) формация КАА почти полностью сложена темно-серыми плотными кремнистыми алевролитами и аргиллитами, чередующимися в виде прослоев от 5 см до 8 м, которые вверх по разрезу постепенно опесчаниваются, переходя в более светлые опоковидные разности. Изредка встречаются крупные (до 1—2,5 м) линзовидно-округлые известковистые конкреции и геннойши в виде сложных сростков.

В составе формации в этом разрезе насчитывается, по данным Н.Б. Васюевича (1961), 24 прослоя слабо уплотненных аргиллитов или глин монтмориллонитового состава (кил) мощностью от 3 до 15 см. Редкие прослои мелкозернистых, часто увлажненных, песчаников, как правило, не превышают 5 см мощности.

Сходным вещественным составом обладает формация КАА и в соседнем, Пильском разрезе. Правда, здесь она не образует единой толщи, а разделена вклинивающейся в нее с юга нижней крупноритмичной алевролитопесчаниковой (НАП) формацией (верхняя часть пильской свиты).

Некоторым отличием является лишь присутствие единичных прослоев зеленовато-серых глауконитовых (с желваками фосфоритов) песчаников (до 3 м мощности) в нижней части формации и светло-серых слабо уплотненных песчаников (до 3–7 м мощности) в верхней части формации. Алевролиты и аргиллиты самых верхних горизонтов формации КАА (венгерийская свита) сравнительно слабо окремнены.

Разделена формация КАА и в Охино-Эхабинском районе, где к ней, помимо кремнистых алевролитов и аргиллитов нижедагинской подсвиты, относятся и кремнистые образования верхней пачки дагинской свиты (с 16-го до 22-го пласта по промышленной номенклатуре).

В остальных районах восточной системы прогибов формация КАА представляет единую толщу однообразных по составу и облику кремнистых алевролитов и аргиллитов с редкими, часто – линзовидными прослоями, не превышающих 1,5 м мощности. Встречаются характерные для формации тонкие (до 5–10 см) прослои монтмориллонитовых, типа кила, глин, многочисленные известковистые конкреции шаровидной, овальной и линзовидной формы.

А л е в р о л и т ы – одни из основных литотипов формации КАА, особенно в западной системе прогибов, где они составляют около 60% объема формации. Преобладают они и в большинстве разрезов формации КАА в восточной системе прогибов.

Алевролиты в составе формации КАА образуют прослои мощностью от 2 до 30 см в пачках сравнительно тонкого переслаивания их с другими литотипами (аргиллиты и песчаники) или более крупные относительно самостоятельные прослои и пачки мощностью до 5–10 м, а иногда и крупнее. Цвет серый или темно-серый с зеленоватым или коричневатым оттенком различной интенсивности. Опоковидные разности отличаются светло-серой ("белесоватой") окраской. При выветривании и отсутствии поверхностного ожелезнения алевролиты приобретают характерный голубоватый оттенок.

Отличительной особенностью алевролитов формации КАА является повышенная плотность, связанная с общим сингенетичным окремнением. За счет сильной трещиноватости алевролиты распадаются на остроугольную щебенку. Различаются мелко- и крупнощебенчатые алевролиты. В некоторых разрезах (Мачегарском) формации КАА наблюдается закономерное (ритмичное) чередование из крупно- и мелкощебенчатых разностей. Каждый ритм в нижней части мощностью 3–4 м сложен неслоистыми крупнощебенчатыми алевролитами, а в верхней части мощностью 0,1–0,3 м – тонко переслаивающимися (в виде сантиметровых прослоев) крупно- и мелкощебенчатыми алевролитами.

Особенностями вещественного состава и трещиноватости объясняются плитчатая, конкрециевидная и наиболее часто встречающаяся костыльчатая (копьевидная) отдельности.

В большинстве случаев алевролиты формации (КАА) обладают тонкой горизонтальной слоистостью и даже микрослоистостью, обусловленной изменением гранулометрического состава или ориентировкой фитодетрита. Неслоистые или неяснослоистые алевролиты встречаются реже.

По всему разрезу формации КАА в алевролитах наблюдаются известковистые (в Рыбновском районе — сидеритовые) конкреции шаровидной, цилиндрической или овально-линзовидной формы. Наиболее крупные овально-линзовидные конкреции достигают иногда 1–3 м в длину. Очень часта мелкая (до 3 см в диаметре) рассеянная хорошо окатанная галька из эффузивных (базальт, андезит, андезитовый порфирит, диорит, пористая лава), метаморфических (кварцит) и осадочных пород. Изредка отмечаются крупная галька и отдельные валуны. Довольно часто в алевролитах формации КАА встречаются ориентированные по наслоению мелкие (величиной с монету) линзовидные стяжения пирита, гелефицированные и пиритизированные растительные остатки, фораминиферы, спикулы губок и округлые (размером 0,1–0,4 мм) сетчатые, частично замещенные опалом, остатки диатомовых водорослей. Повсеместно в алевролитах наблюдаются мелкие точечные включения белого пеплового материала.

В алевролитах формации КАА преобладают крупнозернистые ($Md = 0,06–0,9$ мм разновидности; отмечаются алевритовые хлидолиты. Крупноалеваевритовая фракция составляет 25,64–34,21%, мелкоалеваевритовая 20,81–27,17%, пелитовая 15,85–32,34%, песчаная — не более 20%. Отсортированность в целом сравнительно хорошая (So за редким исключением не превышает 2,5). Обломочная часть состоит из свежих угловатых зерен кварца (10–50%), плагиоклаза (10–40%), обломков эффузивных (15–40%), осадочных (0–20%) и метаморфических (до 25%) пород, вулканического стекла (до 10%); встречаются зерна пироксена, хлорита, роговой обманки, микроклина, эпидота, турмалина, циркона, граната, глауконита, слюд. Отмечается возрастание числа обломков эффузивных пород в южном направлении.

Тяжелая фракция, составляющая 0,1–2% веса породы, представлена рудными минералами (0–56,5%), гидроокислами железа (0–3,9%), лейкоксеном (0–10,9%), измененными титансодержащими минералами (0–1,7%), сфеном (0–0,2%), цирконом (0–14,1%), гранатом (0–7,4%), эпидотом (0–3,7%), турмалином (0–1,0%), пироксеном (0–76,6%), роговой обманкой (0–7,4%). В небольшом количестве содержатся брукит, корунд, хлорит и слюды (табл. 16).

Цемент поровый или базальный, по составу кремнисто-глинистый, реже известково- или хлорито-глинистый.

А р г и л л и т ы в формации КАА западной системы прогибов составляют около 30% от общего ее объема, а в некоторых разрезах восточной системы прогибов достигают даже 80–90%. От окремненных алевролитов формации КАА они отличаются лишь более тонкой (до листоватой) слоистостью и мелкощебенчатой отдельностью в осыпях. Пелитовая фракция в аргиллитах составляет 51,6–82,37%, мелкоалеваевритовая 9,9–29,05%, крупноалеваевритовая 4,7–19,8%, песчаная 6,71–22,3%. Отсортированность хорошая, реже средняя ($So = 1,73–4,24$). Обломочная часть представлена теми же компонентами, что и в алевролитах. Основная масса сложена почти изотропным глинисто-кремнистым веществом желтовато-серого или буроватого цвета с чешуйками гидрослюд и хлорита. Хлорит-гидрослюдистый состав аргиллитов формации КАА подтверждается данными термичес-

Таблица 16

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции пород формации КАА

№ обр.	Рудные минералы	Гидроокислы	Лейкоксен	Титансодержащие	Рутил	Сфен	Брукит	Циркон
434-3	96,4	—	Сл.	—	—	—	—	Сл.
435-2	51,9	2,0	4,0	3,9	—	0,5	0,2	4,4
435-2	39,1	15,7	—	—	—	—	—	23,6
435-3*	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	Сл.
436-3*	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	Сл.
437*	56,5	3,9	10,9	0,7	—	0,2	—	5,2
437*	26,3	—	2,7	1,7	—	—	—	14,1
443-1	27,7	—	51,1	—	—	—	—	5,4
444*	Сл.	—	Сл.	—	—	—	—	Сл.
445*	—	—	—	—	—	—	—	5,8
199-1	Сл.	—	—	—	—	—	—	Сл.
199-13	55,6	1,8	4,4	5,1	0,2	1,4	—	18,2
183	12,4	0,3	22,0	8,8	0,3	2,9	—	12,0
190	6,4	—	12,5	4,8	—	1,9	—	7,3
191	13,8	—	31,9	6,5	0,2	8,0	—	13,4
192	3,5	0,4	10,0	3,5	—	0,4	—	4,8
193-а ₇	38,1	0,5	1,8	0,3	—	0,7	—	2,3
196-9	17,3	—	—	0,5	—	0,5	—	9,9

*Алевролиты

Таблица 16 (окончание)

№ обр.	Гранат	Группа эпидота	Ортит	Турмалин	Пироксен	Роговая обманка	Корунд	Пирит
434-3	—	Сл.	—	—	—	—	—	—
435-2	10,5	3,2	0,4	0,2	1,0	1,7	4,5	10,7
435-2	15,1	—	—	—	5,2	1,3	—	45,1
435-3*	—	—	—	—	Сл.	Сл.	—	92,0
436-3*	—	—	—	—	Сл.	Сл.	—	96,0
437*	6,5	1,8	0,2	1,0	11,4	1,0	0,1	77,0
437*	7,4	2,7	—	1,0	45,7	1,4	—	20,8
443-1	—	2,3	—	—	15,5	—	—	41,1
444*	—	Сл.	—	—	Сл.	—	—	94,8
445*	6,5	3,7	—	—	76,6	7,4	—	71,1
199-1	Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	—	94,3
199-13	10,0	1,9	—	0,8	0,2	0,2	—	54,0
183	5,3	32,4	0,3	1,8	0,6	0,6	—	16,3
190	5,4	55,7	—	0,6	1,3	0,6	—	4,0
191	5,6	12,2	—	2,2	5,4	0,6	—	58,6
192	2,0	74,2	—	0,4	0,4	0,4	—	47,4
193-а ₇	0,3	37,5	—	0,3	42,9	2,8	—	13,9
196-9	0,2	7,6	—	0,5	67,8	0,7	—	1,7

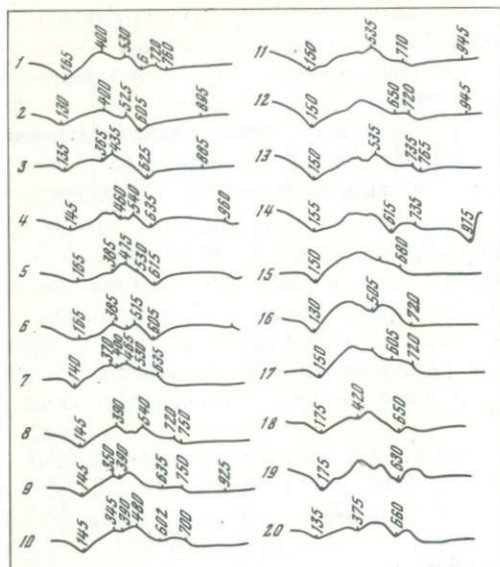


Рис. 23. Термограммы глин эффузивно-кремнистой и моласовой мегаформации

Глины: 1,7-13 — гидрослюдистые; 2-6 — каолиновые; 14 — хлорит-гидрослюдистые; 15-17, 20 — монтмориллонит-гидрослюдистые; 18, 19 — монтмориллонитовые

кого анализа (рис. 23, обр. 14). Из двух отчетливо выраженных на термограммах эндозффектов первый (145-165°) соответствует удалению адсорбционной воды из гидрослюдов, а второй (605-635°) — выделению конституционной воды из хлорита и гидрослюдов. В Рыбновском районе, судя по наличию на термограммах одного лишь первого эндозэф-

фекта, в аргиллитах преобладают в основном гидрослюды. Наряду с плотными окремненными аргиллитами повсеместной характерной особенностью формации КАА является наличие в ней тонких (до 10-15 см) прослоев рыхлых аргиллитов или глин, состоящих в основном из монтмориллонита, иногда с примесью гидрослюдов и хлорита. Особенно многочисленные прослои таких глин (кил) на п-ове Шмидта.

П е с ч а н и к и в составе формации КАА встречаются чаще всего в виде тонких (не более 20 см) прослоев в пачках тонко переслаивающихся окремненных алевролитов и аргиллитов. Изредка отмечаются единичные прослои песчаников мощностью от 1 до 8 м (Пильский разрез на п-ове Шмидта). Суммарно они не превышают 8% от общего объема формации.

Цвет песчаников в большинстве случаев серый, светло- или зеленоватосерый. Песчаники плотные, часто слоистые, преимущественно средне- и мелкозернистые, сравнительно хорошо отсортированные ($S_o = 1,81-3,7$).

Состав обломочной части: плагиоклазы с зональными и полисинтетическими двойниками 10-40%, кварц 10-50%, калиевые полевые шпаты — до 20%, серицитизированные обломки кварцита 5-25%, обломки эффузивных пород с гиалопилитовой и микролитовой структурами основной массы 15-40%, обломки алевролитов 0-20%; в небольшом количестве отмечаются слюды, хлорит, роговая обманка, пироксен, обломки вулканического стекла. По классификации В.Д. Шутова, песчаники формации КАА в основном относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам. Реже встречаются полевошпат-кварцевые граувакки, собственно граувакки и граувакковые аркозы (табл. 17, см. рис. 19).

В отдельных прослоях песчаников содержится до 25% глауконита. Такие песчаники (иногда с желваками фосфоритов) мощностью до 3-5 м

отмечаются в разрезах формации КАА на п-ове Шмидта, в Корсаковском, Долинском, Анивском и некоторых других районах Сахалина. Коэффициент выветрелости (табл. 18) песчаников формации изменяется от 5,7 до 7,3 (содержание SiO_2 — в пределах 69,4–84,0%, Al_2O_3 — от 10,1 до 12,2%).

Тяжелая фракция представлена рудными минералами (0–96,4%), гидроокислами железа (0–15,7%), лейкоксеном (0–31,9%), титансодержащими (0–8,8%), цирконом (0–23,6%), гранатом (0–15,1%), эпидотом (0–74,2%), турмалином (0–2,2%), пироксеном (0–67,8%), роговой обманкой (0–2,8%); в единичных зернах встречаются ортит, хлорит, корунд, барит.

Цемент поровый, пленочный или контактовый, а по составу — кремнисто-глинистый или известково-глинистый. Характерна кальцитизация пород от единичных мелких выделений до почти полного замещения с сохранением реликтов исходного вещества.

Вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты и конгломерато-брекчии образуют в составе формации КАА, причем лишь в западной системе прогибов, нехарактерные для нее отдельные пласты (до 7–12 м мощностью) или даже более крупные (до 120 м мощностью), линзовидные, спорадически распространенные горизонты, состоящие из сложно переслаивающихся перечисленных пород совместно с окремненными аргиллитами и алевролитами. Наиболее крупный горизонт такого рода хорошо выражен в большинстве разрезов формации КАА (в ее средней части) в северной половине Лютогской депрессии. Второй, аналогичного состава горизонт, несколько меньший по мощности и площади распространения, отмечается в нижней части формации КАА в бассейнах Красноярки и Чеховки.

Преобладающие в этих горизонтах вулканомиктовые песчаники отличаются зеленовато-серой (до грязно-зеленой) окраской, отсутствием слоистости, грубозернистым (псефито-псаммитовым) составом, низкой степенью сортировки материала, массивным обликом; часто содержат рассеянную гальку и плохо окатанные обломки эффузивных пород; по простиранию иногда переходят в вулканомиктовые гравелиты, конгломераты и даже конгломерато-брекчии. Окремненные алевролиты и аргиллиты среди этих грубозернистых образований встречаются не только в виде разделяющих отдельных крупных пластов и прослоев, а зачастую — в виде небольших линз и включений, хаотически расположенных внутри грубозернистых образований. Число таких линз и включений по простиранию вулканомиктового горизонта или пласта может резко варьировать; иногда наблюдается полное замещение грубозернистых образований пласта окремненными аргиллитами и алевролитами.

Зачастую грубозернистые вулканомиктовые песчаники оказываются буквально переполненными (до перехода в ракушняки) раковинами и обломками раковин морских моллюсков.

Кроме вулканомиктовых гравелитов и конгломератов, в составе формации КАА изредка (Тонино-Анивский полуостров, Корсаковский и Анивский районы) отмечаются единичные линзовидные прослои полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов обычного терригенного происхождения. Хорошо окатанная галька состоит из кварца, метаморфических, кремнистых и эффузивных пород.

Таблица 17

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород формации КАА

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
1	р. Чусовка	25	25	5	10	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
2	"	25	30	5	5	10	25	То же
3	"	30	30	5	5	5	25	"
3	"	25	30	—	10	10	25	"
8	"	30	20	10	5	10	25	Полевошпат-кварцевая граувакка
11	"	20	20	5	5	10	40	Собственно граувакка
13	"	25	25	5	10	10	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
18	"	20	30	—	20	10	20	То же
210	р. Сова	25	25	5	5	10	30	"
227	"	25	30	5	15	20	20	Собственно граувакка
231	"	25	25	10	5	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
232	"	20	25	5	10	10	30	То же
135	р. Шуя	20	25	5	5	15	30	"
138	"	25	20	10	10	10	25	"
145	"	20	20	5	5	15	35	Собственно граувакка
154	"	20	30	5	10	10	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
162	"	20	20	5	5	15	35	Собственно граувакка
166	"	25	25	10	—	10	30	Кварц-полевошпатовая граувакка
248	"	25	25	5	5	10	30	То же
27	р. Правда	25	30	5	10	10	20	"
31	"	10	20	—	15	20	35	Собственно граувакка
42	"	25	25	5	10	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
45	"	20	20	5	15	15	25	Собственно граувакка
280	р. Ясноморка	15	25	5	10	15	30	"

Таблица 17 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плаги-оклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
283	"	15	35	10	10	10	20	Граувакковый аркоз
284	"	25	40	5	—	10	20	"
271	"	25	30	5	5	10	25	Кварц-полевошпатовая
274	р. Ясноморка	15	30	—	10	15	30	Собственно граувакка
275	"	20	30	—	15	20	15	Кварц-полевошпатовая граувакка
284	"	25	35	10	—	10	20	Граувакковый аркоз
300	"	10	25	5	10	15	35	Собственно граувакка
301	"	25	20	—	10	15	30	Полевошпат-кварцевая граувакка
233	р. Новоселка	25	25	—	10	10	30	То же
213	"	20	20	—	5	25	30	Собственно граувакка
214	"	20	25	5	5	10	35	Кварц-полевошпатовая граувакка
50	р. Каменка	25	25	5	5	10	30	То же
64	"	20	30	—	10	10	30	"
79	"	25	30	10	10	5	20	Граувакковый аркоз
59	"	25	35	5	5	5	25	"
66	"	20	35	5	—	15	25	"
47	"	20	30	10	5	10	25	"
43	"	25	30	5	5	10	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
5a	"	25	35	5	—	10	25	Граувакковый аркоз
a	р. Даги	50	10	20	10	10	—	То же

Таблица 18

Химический состав (в %) пород формации КАА

Район	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
Гастелловский	Песчаник	70,3	12,2	5,3	1,2
Макаровский	"	69,4	11,8	4,3	2,1
Восточный	"	74,1	10,1	5,7	2,3
Взморьевский	"	84,0	11,4	4,1	1,4
Гастелловский	Алевролит	66,1	12,0	4,6	0,8
Макаровский	"	68,4	13,7	5,4	0,6
Восточный	"	70,3	14,6	4,8	0,9
Взморьевский	"	71,4	8,4	3,6	1,1
Гастелловский	Аргиллит	67,3	12,1	5,0	1,3
Макаровский	"	58,5	16,1	5,1	3,4
Восточный	"	65,4	13,1	5,6	2,1
Взморьевский	"	70,3	9,4	3,1	0,6

Таблица 18 (окончание)

Район	Порода	MgO	S _{общ}	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
Гастелловский	Песчаник	2,6	0,4	1,2	2,2	5,7
Макаровский	"	2,1	0,6	1,4	1,9	5,8
Восточный	"	0,6	0,6	1,3	2,1	7,3
Взморьевский	"	2,3	0,1	1,1	2,6	7,3
Гастелловский	Алевролит	2,1	0,4	1,9	1,4	5,5
Макаровский	"	0,6	0,4	2,1	1,6	5,0
Восточный	"	3,4	0,4	1,1	1,9	4,8
Взморьевский	"	0,9	0,3	—	2,0	8,5
Гастелловский	Аргиллит	1,9	0,5	1,7	1,9	5,5
Макаровский	"	1,4	0,9	1,6	2,1	3,6
Восточный	"	2,7	0,5	1,9	2,8	5,0
Взморьевский	"	2,3	0,4	1,4	0,6	7,4

Условия формирования

Палеогеографические. Тонкозернистый состав пород формации КАА, его повсеместное постоянство, многочисленная, но однообразная и бедная по видовому составу морская фауна тонкостворчатых холоднолюбивых моллюсков, присутствие фораминифер, спикулей губок и остатков диатомовых водорослей свидетельствуют о морских сравнительно глубоководных (не менее 200 м) условиях, в которых шло накопление исходных для формации КАА осадков. Тонкая горизонтальная слоистость пород формации, наличие пирита в рассеянном виде или в виде мелких стяжений указывают на спокойный гидродинамический режим в морском бассейне.

Общее высокое окремнение резко преобладающих в составе формации КАА алевролитов и аргиллитов, обильный кремнистый цемент и невысокое содержание обломочной части дают основание полагать, что основным породообразующим фактором формации КАА являлся хемогенный — выпадение свободного кремнезема из вод относительно глубоководного морского бассейна. В этом процессе, судя по наличию спикулей губок и остатков диатомовых водорослей, имел место, по всей видимости, и органический фактор. Высокое содержание свободного кремнезема в водах бассейна обусловлено скорее всего его привнесом (в той или иной форме) за счет вулканической деятельности как в пределах современных очертаний Сахалина, так и в смежных с ним районах.

О достаточно интенсивной вулканической деятельности во время образования формации КАА свидетельствуют повсеместная примесь вулканического, преимущественно пеплового материала во всех породах формации, многочисленные тонкие прослойки кила или килевидных аргиллитов и глин в большинстве разрезов формации и, наконец, отдельные крупные (до 120 м мощности) горизонты, состоящие из нехарактерных для формации КАА грубозернистых вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов и даже конгломерато-брекчий, переслаивающихся с типичными для формации окремненными аргиллитами и алевролитами. Такие грубозернистые вулканомиктовые горизонты, отмечаемые, кстати сказать, лишь в западной системе прогибов, возникли скорее всего (по аналогии с НВ формацией) за счет деятельности отдельных вулканических центров и разрушения возвышавшихся над уровнем моря вулканических островов — построек, соответствующих этим центрам.

Один из центров, с которым связано образование 120-метрового вулканомиктового горизонта в средней части формации КАА, располагался на восточном борту современной Лютогской депрессии, близ дороги Южно-Сахалинск—Холмск (Мельников, 1968б, 1970). В разрезах, непосредственно примыкающих к этому району, вулканомиктовый горизонт сложен наиболее грубообломочными образованиями, вплоть до вулканомиктовых конгломерато-брекчий.

Второй аналогичного рода вулканический центр, обусловивший образование менее крупного по размерам вулканомиктового горизонта в нижней части формации КАА, располагался, видимо, где-то в районе нижнего течения р. Красноярки.

Почти полное отсутствие в составе формации КАА грубых терригенных образований (конгломераты, гравелиты, песчаники) указывает на явно подчиненную роль терригенного фактора в ее образовании. Судя по наибольшему (по сравнению с другими формациями) распространению отложений формации КАА на Сахалине (см. рис. 20), морские относительно глубоководные условия существовали на подавляющей части территории острова. Небольшие со сглаженным холмистым рельефом острова могли быть лишь на месте западной части Восточно-Сахалинского хребта и Тьмь-Поронайской депрессии в центральной части Сахалина, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов — в южной части Сахалина. О наличии на месте этих районов такого рода островных областей сноса, явно возвышавшихся иногда над уровнем моря, свидетельствуют, в частности, неболь-

щие линзовидные прослои терригенных полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов, отмечаемых изредка в составе формации КАА, причем как раз в разрезах, непосредственно примыкающих к этим районам.

Повсеместно встречающиеся в алевролитах и аргиллитах формации КАА рассеянные галька и валуны изверженных и метаморфических пород скорее всего приносились в бассейн с окружающих областей сноса дрейфующими льдами и морскими течениями.

Палеотектонические. Начавшееся после курильского этапа малоамплитудного поднятия общее дифференцированное опускание территории Сахалина, сопровождаемое в западной системе прогибов бурным вулканизмом (что привело здесь к образованию нижней вулканомиковой НВ формации), вызвало повсеместную, самую крупную в неогене морскую трансгрессию, в результате которой почти вся территория Сахалина оказалась скрытой под уровнем моря. Исключение составляли, видимо, лишь сравнительно небольших размеров невысокие скалистые острова с узким бенчем на месте наиболее приподнятых (сводовых) участков мезозойских антиклинорий: Восточно-Сахалинского и Сусунайско-Анивского, примерно совпадающих с одноименными хребтами. Максимальному развитию этой трансгрессии, характеризующемуся к тому же почти полным затуханием местного вулканизма, в основном и соответствуют породы формации кремнистых алевролитов и аргиллитов (КАА).

Трансгрессивный характер формации КАА отчетливо выражен в особенностях контактов ее с подстилающими отложениями (см. рис. 21). В западной системе прогибов она согласно залегает на НВ формации и со следами размыва и перерыва — на формации ПАА, а вблизи поднятий, разделяющих прогибы, непосредственно подстилается конгломератами ПК формации, резко несогласно перекрывающих доверхнемеловой складчатый фундамент. Аналогичный характер нижнего контакта формация КАА имеет и в восточной системе прогибов, правда, здесь на некоторых участках (Охинский район) предполагаются и согласные взаимоотношения формаций КАА и ПАА.

Резко выраженный дефицит в терригенном материале во время накопления отложений формации КАА (незначительные размеры местных областей сноса) восполнялся в основном за счет хемогенного (или органо-хемогенного) и частично вулканогенного (местного, локального значения) факторов. Наличие спорадически развитых грубых вулканогенных образований в составе формации КАА в западной системе прогибов свидетельствует о прямом, хотя и небольшом участии местного эруптивного вулканизма в формировании ее отложений. В восточной системе прогибов в пределах современных очертаний Сахалина местный вулканизм, видимо, не принимал заметного участия в образовании формации КАА.

Несмотря на явную некомпенсированность прогибания осадконакоплением во время образования формации КАА, по карте мощностей (см. рис. 20) все же можно получить некоторое представление о положении и особенностях прогибов и разделяющих их поднятий. Судя по этим данным, структурный план периода образования формации КАА

в общих чертах сходен со структурным планом образования предшествующих формаций. Полностью сохранили свое значение как западная, так и восточная системы прогибов, разделенные продольной системой поднятий.

Существенными отличиями являются резко изометричная (удлиненная) форма прогибов и поднятий, четко выраженный кулисообразный характер их сочленения, север-северо-западное простираие структурных элементов, резко сокращенные размеры областей сноса на месте сводовых частей поднятий, отчетливо выраженное смещение районов с максимальным накоплением отложений формации к смежным поднятиям. Максимальные мощности отложений формации КАА, обусловленные особенностями генезиса, соотношений со смежными формациями и структурного плана, лишь с очень большими оговорками могут отвечать осевым частям прогибов.

Наибольшие мощности отложений формации КАА в пределах Сахалина свойственны западной системе прогибов, особенно южному прогибу — 2000 м (Лютюгская депрессия). В северном прогибе мощность формации не превышает 1500 м (Макаровский район). Несколько меньшие значения мощностей формации КАА отмечены в восточной системе прогибов: 1200 м — в южном (Пограничный район) и около 1000 м — в северном прогибе (п-ов Шмидта).

Восточная и западная системы прогибов различаются не только значениями мощностей формации КАА. Если для западной системы прогибов, а также южного прогиба и южной части северного прогиба восточной системы формация КАА представляет единую толщу, отражающую в общем виде максимум одного более или менее общего и синхронного этапа прогибания — миоценового цикла осадконакопления, то для северной части северного прогиба восточной системы (п-ов Шмидта) формация КАА раздваивается, отражая два этапа прогибания, разделенных этапом поднятия. Более ранний этап прогибания, отвечающий нижней части формации КАА в этом районе (тумская и нижняя половина пильской свит), хронологически соответствует общему этапу прогибания и образования формации КАА во всех других прогибах Сахалина.

Поздний этап прогибания, отвечающий верхней части формации КАА северного прогиба восточной системы (каскадная и венгерийская свиты), привел к образованию рассматриваемой формации лишь в этом районе и не имеет соответствующих синхронных формационных аналогов в других прогибах на территории Сахалина. Это одна из своеобразных особенностей северного прогиба восточной системы, существенно отличающая его от остальных прогибов.

Два отмеченных этапа прогибания, обусловивших столь своеобразное строение формации КАА в северном прогибе, разделены этапом поднятия — алеутским среднеамплитудным (Мельников, 1970), отчетливо выразившимся на большей части территории Сахалина размывом, или стратиграфическим перерывом, или появлением угленосной (ВУПГ) формации, или, наконец, наличием совместно всех трех признаков. Однако в северном прогибе восточной системы отчетливость выражения алеутского этапа поднятия постепенно утрачивается в северном направ-

лении. Угленосная (ВУПГ) формация, постепенно выклиниваясь в северном направлении, замещается алевролитопесчаниковой (НАП) формацией, которая вклинивается в формацию КАА, разделяя ее в пределах западной части п-ова Шмидта и Охинского района на две части. Но уже на северной оконечности п-ова Шмидта выклинивается и НАП формация, и формация КАА вновь представляет собой единое геологическое тело, правда, значительно более широкого, чем в других районах, возрастного диапазона.

Приведенные особенности формации КАА (вещественный состав, контакты, мощности) обусловлены в основном проявлением волновых тектонических движений, по-разному выразившихся в составляющих Сахалин структурных элементах: прогибах и поднятиях. При этом несомненно проявлялись и колебательные движения, но они, за редким исключением, не получили соответствующего отражения в структурно-вещественных особенностях формации в связи с относительно глубоководным происхождением отложений формации, ведущим хемогенным фактором в их образовании, незначительной ролью в осадконакоплении небольших по размерам местных областей сноса.

В отличие от волновых и колебательных движений, складчатые движения в период образования формации КАА на Сахалине, видимо, не проявлялись, за исключением деформаций типа подводных оползней или постседиментационной внутриформационной гофрировки, следы которых очень часты в отложениях формации КАА.

Полезные ископаемые

Отложения формации КАА пока не нашли промышленного использования, за исключением применения их в местном дорожном строительстве. Тем не менее они представляют интерес для поисков фосфоритов, глауконита, глин монтмориллонитового состава, нефти и газа.

Фосфориты с промышленной концентрацией P_2O_5 открыты в составе формации КАА на п-ове Шмидта — желваки внутри глауконитовых песчаников (Бродская, 1959а, б). Относительно высокие фоновые содержания P_2O_5 в породах формации КАА в большинстве ее разрезов не исключают промышленных месторождений фосфоритов и в других районах Сахалина.

Глауконит в глауконитовых песчаниках (содержание минерала до 20%) встречается в формации КАА на п-ове Шмидта, в Корсаковском и Южно-Сахалинском районах. Мощность прослоев достигает 3—4 м.

Монтмориллонитовые глины или аргиллиты (кил) в виде отдельных прослоев мощностью 10—15, иногда до 30—50 см, отмечаются почти во всех районах развития формации КАА. Особенно многочисленны прослойки сравнительно чистых монтмориллонитовых глин в разрезах формации КАА на п-ове Шмидта.

Отложения формации КАА почти всеми исследователями относятся к вероятно нефтегазопродуцирующим (нефтематеринским) толщам. Отсутствие крупных прослоев песчаников с хорошими коллекторскими свойствами исключает формацию КАА из числа вероятно продуктивных

объектов. Некоторые исследователи связывают перспективы нефтегазоносности отложений формации КАА с трещинными коллекторами, выделяя в ней до девяти интенсивно-трещиноватых горизонтов мощностью от 90 до 300 м и проницаемостью от 13 до 28 мД (Остистый, 1963).

ФОРМАЦИЯ ТОНКОСЛОИСТЫХ ГЛИНИСТЫХ АЛЕВРОЛИТОВ И АРГИЛЛИТОВ (ГАА)

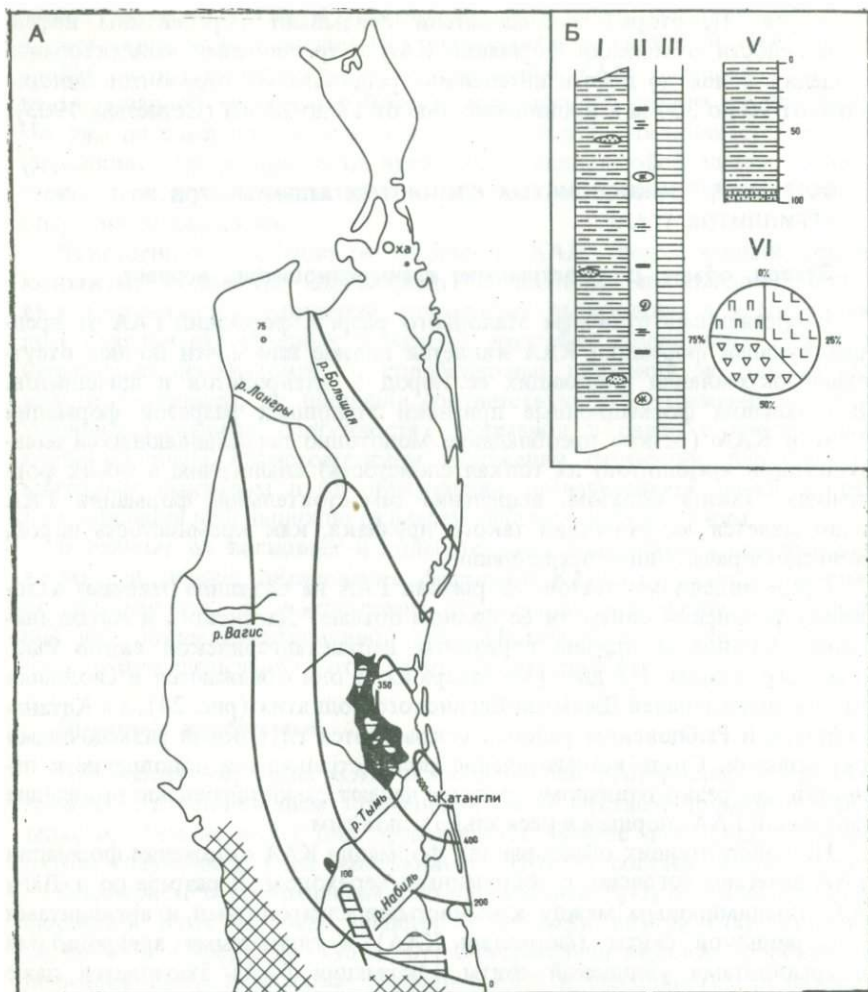
Эталон, объем, распространение взаимоотношения, возраст

Единственным отличием эталонного разреза формации ГАА от предшествующей формации КАА является полное или почти полное отсутствие окремнения слагающих ее пород — алевролитов и аргиллитов. В остальном формационные признаки эталонных разрезов формаций ГАА и КАА (резкое преобладание монотонно переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, их тонкая слоистость) аналогичны в обеих формациях. Таким образом, выделение самостоятельной формации ГАА основывается на отнесении такого признака, как кремнистость пород, к числу формационно-определяющих.

Представленному эталону формации ГАА на Сахалине отвечают отложения уйнинской свиты (в ее полном объеме) Дагинского и Катанглийского районов и нижние горизонты верхнелангерийской свиты Рыбновского района. На дневной поверхности они обнажаются в сводовых частях антиклиналей Джимдан-Дагинского поднятия (рис. 24), а в Катанглийском и Рыбновском районах вскрываются глубокими разведочными скважинами. Столь незначительное распространение в дополнение к недостаточно резко отличному эталону делают самостоятельное выделение формации ГАА спорным и несколько условным.

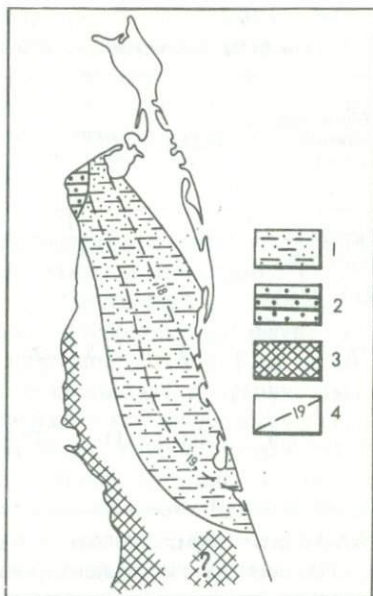
На подстилающих образованиях формации КАА отложения формации ГАА залегают согласно, с постепенным переходом. В разрезе по р. Даги А.С. Владимировым между кремнистыми алевролитами и аргиллитами даехуриинской свиты (формация КАА) и глинистыми алевролитами и аргиллитами уйнинской свиты (формация ГАА) выделяется даже небольшая (не более 50 м) по мощности переходная пачка, состоящая из часто переслаивающихся крепких кремнистых и мягких глинистых алевролитов и аргиллитов.

Согласным залеганием связана формация ГАА и с перекрывающей ее нижней крупноритмичной алевролитопесчаниковой (НАП) формацией (рис. 25). Граница в этом случае проводится по появлению в разрезе прослоев песчаников, составляющих основания ритмов НАМ формации. Лишь на Музыминской площади (Рыбновский район) формация ГАА непосредственно перекрывается верхней ритмостойкой угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией с небольшими по мощности прослоями конгломератов в основании, что позволяет предполагать некоторый размыв отложений формации ГАА и несогласное (с перерывом в осадконакоплении) залегание на ней образований ВУПГ формации.



Возраст отложений формации ГАА по остаткам макро- (видовой состав идентичной макрофауны из формации КАА) и микрофауны в самом общем виде определяется ранним—средним миоценом. Более определенно о возрасте формации ГАА (точнее ее границ) говорить трудно прежде всего из-за неполной ясности генезиса формации. Если отсутствие окремнения в породах формации ГАА объясняется недостатком свободно растворенного кремнезема в наиболее глубоководной части седиментационного бассейна, то наиболее древний возраст нижней границы формации должен быть, очевидно, в приосевой части прогиба, определяемой несколько предположительно (в данном случае) максимальными мощностями отложений формации ГАА в Дагинско-Катанглийском районе (см. рис. 22). В остальных районах распространения формации ГАА возраст ее нижней границы несколько омолаживается за счет приближения к бортам прогиба.

Р и с . 24. Карта (А) и эталон (Б) формации ГАА. Условные обозначения см. на рис. 1



Р и с . 25. Схема взаимоотношения формации ГАА с перекрывающимися образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания НАП формации на формации ГАА; 2 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залегания ВУПГ формации на формации ГАА; 3 — области сноса; 4 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы формации ГАА

Несколько сложнее определяется возраст верхней границы формации ГАА. Отчетливое постепенное выклинивание в северном направлении перекрывающих формацию ГАА прибрежно-морских отложений НАП формации и пресноводно-континентальных отложений ВПУГ формации, их выклинивание в Охино-Эхабинском районе и на п-ове Шмидта внутрь формации КАА, вероятнее всего, объясняются миграцией осевой части прогиба в направлении от Дагинского района к п-ову Шмидта. В таком случае наиболее древней верхней граница формации ГАА будет в западных разрезах распространения формации за счет близости к борту прогиба, а в Рыбновском районе дополнительно и за счет локально выраженного размыва отложений формации ГАА. В восточном направлении в связи с приближением к осевой части прогиба и ее миграции в этом же направлении верхняя граница формации ГАА постепенно омолаживается (см. рис. 25).

Вещественный состав

Формация ГАА, как и предшествующая формация КАА, сложена в основном тонкозернистыми породами: аргиллитами и алевролитами, которые в отличие от аргиллитов и алевролитов формации КАА совершенно не окремнены. В виде редких тонких прослоев иногда встречаются песчаники. В аргиллитах и алевролитах отмечаются карбонатные конкреции (до 2 см в диаметре) и пиритовые стяжения.

А р г и л л и т ы — преобладающий литотип формации ГАА (55–75% объема формации). Совместно с алевролитами они чаще всего образуют тонко переслаивающиеся прослои мощностью до 10–20 см. Иногда встречаются и более крупные слои мощностью до нескольких метров. Породы серые, темно-серые, в отдельных разрезах (Дагинский район) с зелено-

Таблица 19

Состав (в %) обломочной части алевритов-псаммитовых пород формации ГАА

Площадь, глубина (в м)	Кварц	Плагио-оклаз	Кали-шпат	Обломки пород			Тип и разно- видность по- род, по В.Д. Шутову (1967)
				осадоч- ные	мета- морфи- ческие	эффу- зив- ные	
Катангли (скв. 700) 2111-2114	34,5	7	23	25	—	10,5	Граувакковый, полевошпат-квар- цевая граувакка
2167-2171	35,5	17,5	25	11,5	5	4	Аркозовый, граувакковый аркоз
1935-1939	30,0	11	28,5	20	9,5	—	Граувакковый, кварц-полевошпа- товая граувакка

ватым оттенком, мягкие, глинистые, слоистые, даже тонкослоистые, в основном за счет ориентировки обугленного фитодетрита. Отмечается примесь, иногда значительная (Рыбновский район), алевритовой и даже песчаной фракций.

Состав аргиллитов смешанный, глинисто-слюдистый, с некоторым преобладанием бейделлита над гидрослюдами и монтмориллонитами над каолинитом. Смешанный состав аргиллитов подтверждается конфигурацией термокрявых (полный эндоэффект при 150°C и ступень в интервале 720-765°C). В Рыбновском и Катанглийском районах выделяются редкие тонкие прослои бурых сидеритизированных аргиллитов.

А л е в р о л и т ы в формации ГАА составляют 15-20%. Встречаются совместно с аргиллитами в виде тонких (до 20-30 см) прослоев. Породы темно-серого цвета, тонко-, изредка — косослоистые. Слоистость градационная или за счет приуроченности к поверхностям наложения многочисленных остатков обугленной растительной органики. Отсортированность преимущественно хорошая, хотя встречаются (Рыбновский район) и плохо отсортированные алевролиты, с линзами и гнездами песка ($S_o = 2,5-4,5$). По составу обломочного материала алевролиты относятся к грауваккам с глинистым, реже кальцитовым или сидеритовым цементами базального и порового типов.

П е с ч а н и к и в формации ГАА не превышают 10% ее объема и образуют редкие тонкие (не более 10-15 см) прослои и еще реже линзовидные тела до 2 м мощности. Цвет серый, светло-, иногда буровато-серый. Песчаники преимущественно мелкозернистые, средние отсортированные ($S_o = 4-4,5$). Обломочная часть состоит (табл. 19) из кварца (до 45%), плагиоклазов (до 17,5%), микроклина и ортоклаза (до 28,5%), обломков кремнистых пород (до 10%) и аргиллита (до 40%). Встречаются слюды, хлорит, а из аксессуарных — гранат, циркон, эпидот и апатит. По классификации В.Д. Шутова, песчаники относятся в основном к полевошпат-кварцевым грауваккам (см. рис. 19), встречаются кварц-

полевошпатовые граувакки и граувакковые аркозы. Тяжелая фракция представлена рудными минералами (6–14%), лейкоксеном (3–50%), титансодержащими минералами (15–40%), цирконом (10–48%), гранатом (4–46%), эпидотом (0,1–1,2%), турмалином (1–38%). Цемент скудный (иногда отсутствует совсем), глинистый, хлоритизированный.

Условия формирования

Палеогеографические. Идентичный с предшествующей формацией КАА вещественный состав (аргиллиты и алевролиты с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников), одинаковая по видовому составу морская, относительно глубоководная фауна, постепенный переход между отложениями формаций КАА и ГАА свидетельствуют о том, что формация ГАА накапливалась в сравнительно глубоководном морском бассейне, унаследованном от предшествующего периода образования формации КАА. Наиболее глубоководная часть бассейна, судя по преобладанию темноокрашенных аргиллитов с остатками тонкостенных моллюсков, располагалась на месте Дагинского и Катанглийского районов. Значительная доля в составе формации ГАА Рыбновского района пестроокрашенных плохо отсортированных косослоистых алевролитов (часто с прослоями и линзами песчаников) с обильными остатками обугленной органики говорит о близости этого района к более мелководной прибортовой части прогиба.

Отсутствие окремнения пород формации ГАА, отличающее ее от подстилающей формации КАА, объясняется изменением условий осадконакопления в бассейне — прекращением выпадения в осадок кремнезема на одной из стадий развития морского бассейна в восточной системе прогибов. Причинами такого рода изменения могут быть затухание местного (или в смежных районах) вулканизма или усилившееся опреснение бассейна, обусловленное речными водами, изолированностью прогиба от общего бассейна, физико-химическими особенностями в придонной части или, наконец, более сложным комплексом причин.

Палеотектонические. Морские относительно глубоководные условия образований формации ГАА, постепенный взаимопереход с подстилающими морскими глубоководными отложениями формации КАА, узко локальное распространение внутри одного лишь северного прогиба восточной системы дают основания предполагать, что формация ГАА образовалась в наиболее глубоководной (приосевой) части прогиба, заложившегося еще во время образования формации ПАА, чрезвычайно расширившегося во время образования формации КАА и полностью унаследованного от этого последнего во время образования формации ГАА, когда происходившее ранее выпадение в осадок кремнезема по каким-то причинам прекратилось.

Если исходить из предположения о приуроченности максимальных мощностей формации к осевой части прогиба (с соответствующим учетом явления некомпенсированности прогибания осадконакопления), то северный прогиб восточной системы во время образования формации ГАА должен был иметь север-северо-западное простирание с осевой

линией Рыбновск-Катангли и центральной, наиболее прогибавшейся частью на месте Дагинского района (см. рис. 24). Зафиксированная в мощностях формации амплитуда прогибания в этом районе составила не менее 600 м. С запада (материковая часть) и юго-запада (район Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии) прогиб ограничивался поднятиями, поставившими исходный для формации ГАА терригенный материал. Восточнее предполагаемой осевой части прогиба (Охинский район, п-ов Шмидта) существовали морские относительно глубоководные условия, при которых, по всей видимости, продолжала формироваться формация КАА.

Образование формации ГАА, помимо упомянутых причин, предопределялось проявлением волновых тектонических движений, несомненно сопровождавшихся и колебательными движениями. Последние, как и для формации КАА, оказались, видимо, затухающими в связи с относительно глубоководным характером отложений формации ГАА. О проявлении этих движений в какой-то мере свидетельствуют следы элементарной ритмичности в разрезе формации ГАА в Рыбновском районе.

Складчатые движения, судя по всему, не проявлялись.

Полезные ископаемые

В отложениях формации ГАА полезных ископаемых пока не обнаружено. В пограничных с соседними формациями песчаных прослоях с удовлетворительными коллекторскими свойствами были получены промышленные притоки газа (Катанглийский район) и конденсата (Рыбновский район).

ФОРМАЦИЯ КРУПНОФЛИШОИДНО ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ ВУЛКАНОМИКТОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ, АЛЕВРОЛИТОВ И АРГИЛЛИТОВ (ААП)

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

За эталон формации ААП принимаются переслаивающиеся между собой в виде отчетливо выраженных крупных (до 10–20, иногда 30–40 м) ритмов аргиллиты, алевролиты и песчаники, как правило вулканомиктовые. По строению ритмы относятся к типично трансгрессивным. Нижние части ритмов образованы вулканомиктовыми песчаниками, залегающими с волнистым контактом (следы размыва) на тонкозернистых образованиях предыдущего ритма. Наиболее грубый материал в песчаниках приурочен к самой нижней, приконтактной, части прослоя. Нередко здесь появляется гравийный и даже галечный материал, образующий в отдельных случаях прослой гравелита или мелкогалечного конгломерата (рис. 26, см. вкл.).

Вверх по разрезу песчаники становятся мелко- и тонкозернистыми, а затем постепенно сменяются алевролитами и аргиллитами.

Алевролиты и аргиллиты, составляющие верхние части ритмов, очень часто образуют сравнительно мощные (5–15 м, иногда и больше) пакки

тонкого (мощность прослоев 5—20 см) ритмичного переслаивания. Выше по разрезу, как правило, с резким, иногда волнистым контактом залегают песчаники, формирующие основание нового ритма.

Преобладающие в эталоне формации ААП песчаники составляют не менее 40%, алевролиты и аргиллиты суммарно — до 50%, а остальные породы (гравелиты и конгломераты) не превышают 10%. В общем виде этот эталон близок к флишевому (терригенному) типу формаций.

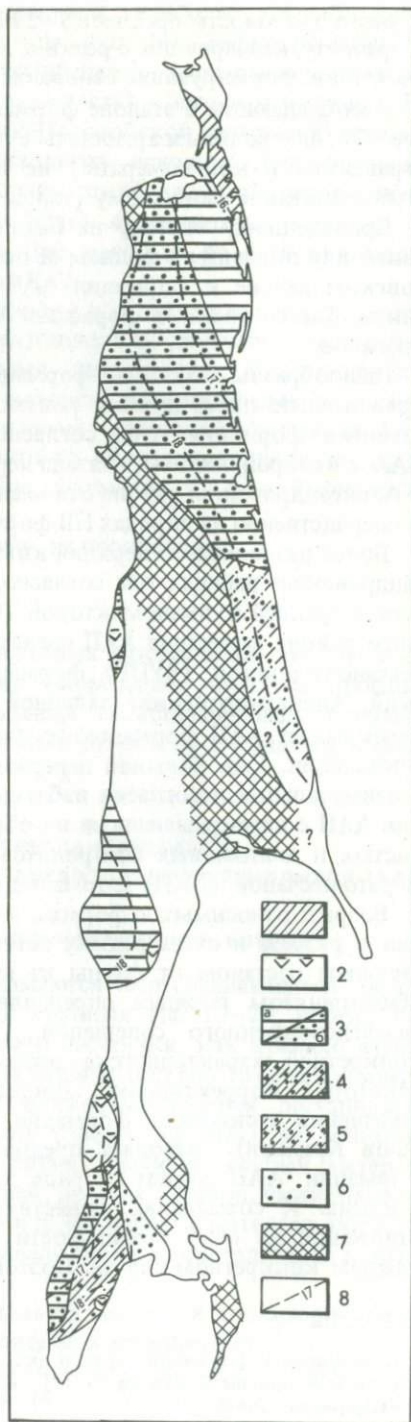
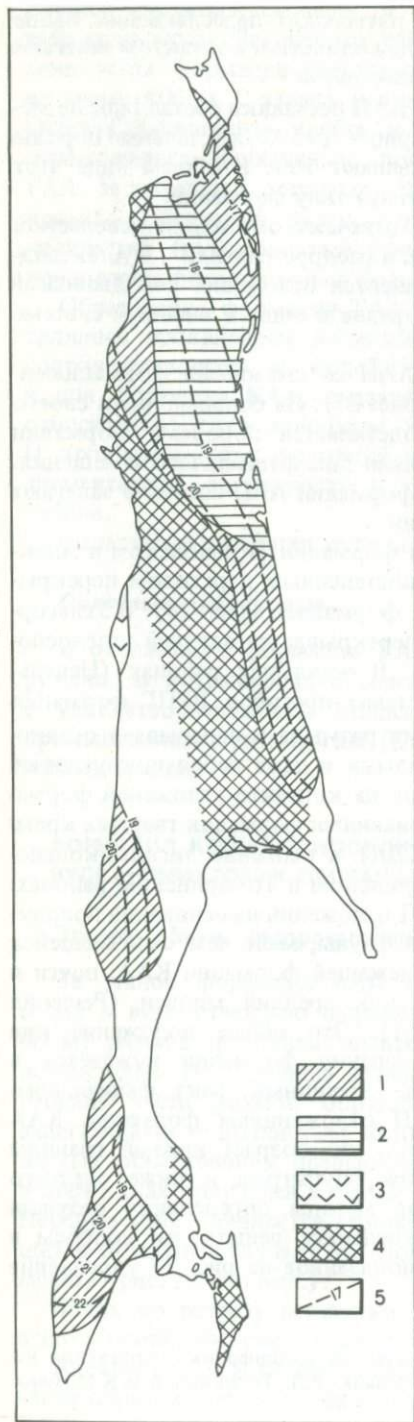
Приведенному эталону на Сахалине отвечают отложения невеличской свиты или подсвиты в полном ее объеме и распространении¹. В Александровском районе к формации ААП относятся отложения хойнджинской свиты. Таким образом, формация ААП развита лишь в западной системе прогибов.

Разнообразны контакты формации ААП со смежными формациями. Сравнительно прост нижний контакт (рис. 27). На большей части своего развития формация ААП согласно подстилается породами формации КАА, с которой, видимо, связана переходом типа фациального замещения. В Александровском районе отложения формации ААП согласно залегают непосредственно на породах НВ формации.

Более разнообразен верхний контакт формации. В Чеховском и Александровском районах она согласно, с постепенным переходом перекрывается средней вулканомиктовой (СВ) формацией (рис. 28). В Углегорском районе формация ААП согласно перекрывается верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией. В остальных районах (Невеличский, Александровский) западной системы прогибов ВУПГ формация перекрывает ААП формацию со следами размыва и перерыва в осадконакоплении. Еще больший перерыв, размыв и даже небольшие угловые и азимутальные несогласия наблюдаются на контакте отложений формации ААП с перекрывающими их образованиями формации твердых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА) и особенно лигнитно-конгломерато-песчаной (ЛКП) формации в Анивском и Томаринском районах.

Возраст относимых к формации ААП отложений на основании положения в разрезе и очень редких остатков фауны, мало чем отличающейся видовым составом от фауны из нижележащей формации КАА, почти в общепринятом порядке определяется как средний миоцен (Решения межведомственного совещания..., 1961). Это общее положение при конкретной характеристике возраста границ формации нуждается в некоторой корректировке. Достаточно очевидный факт фациального замещения отложений формации ААП отложениями формации КАА (п-ов Крильон) позволяет предполагать, что возраст нижней границы формации ААП может в ряде случаев опуститься и ниже среднего миоцена. К сожалению, существующие методы определения возраста отложений не дают возможности определеннее решать эти вопросы в каждом конкретном случае. Поэтому показанное на рис. 27 удревнение

¹ К флишевой формации, правда без уточняющей расшифровки, отложения невеличской подсвиты относятся А.Г. Родниковым, Р.Д. Родниковой и К.М. Севстьяновым (1969).



возраста нижней границы формации ААП на п-ове Крильон в южном направлении носит качественный, условно-предположительный характер.

Не менее сложно определение возраста и верхней границы формации ААП. Ясно выраженный размыв отложений формации ААП, отчетливо увеличивающийся в восточном направлении, дает основание говорить о некотором удревнении верхней границы формации ААП в этом направлении (см. рис. 28). Еще более резкое удревнение верхней границы формации следует ожидать там, где формация ААП перекрывается частично замещающей ее средней вулканомиктовой (СВ) формацией (Чеховский и Александровский районы). Правда, как и в случае с нижней границей, точно оценить количественно это удревнение пока не представляется возможным.

Вещественный состав

Формация ААП сложена аргиллитами, алевролитами и вулканомиктовыми песчаниками, образующими в совокупности отчетливо выраженные элементарные ритмы трансгрессивного типа. Преобладают в большинстве случаев вулканомиктовые песчаники. Из других пород в отдельных разрезах (реки Луговка и Брусничка в Невельском районе) отмечаются редкие прослой гравелитов и конгломератов. В наиболее полных разрезах в Невельском и Анивском районах формация ААП очень часто подразделяется на две, а иногда и четыре пачки. В элементарных ритмах, составляющих самую нижнюю из четырех пачек, преобладают песчаники и вулканомиктовые песчаники, а в сменяющей ее следующей пачке, наоборот, они имеют подчиненное по сравнению с аргиллитами и алевролитами значение. Третья (снизу) пачка в общих чертах сходна с первой, а четвертая — со второй. В других районах развития формации такого рода деление теряет отчетливость.

Р и с. 27. Схема взаимоотношения формаций ААП и НАП с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формаций ААП и НАП на формации КАА; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания НАП формации на формации ГАА; 3 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации ААП на НВ формации; 4 — области сноса; 5 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы формаций ААП и НАП

Р и с. 28. Схема взаимоотношения формаций ААП и НАП с перекрывающимися образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания формации КАА на НАП формации; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания СВ формации на формации ААП; 3 — районы залегания ВУПГ формации на формациях ААП и НАП: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, небольшим перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 4 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, изредка с незначительными угловыми несогласиями) залегания формации КДА на ААП формации; 5 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залегания ПГ формации на НАП формации; 6 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда с небольшими угловыми и даже азимутальными несогласиями) залегания ЛКП формации на ААП формации; 7 — области сноса; 8 — палеоизохроны (в млн. лет) верхней границы формаций ААП и НАП

Вулканомиктовые песчаники — преобладающий лито-тип формации ААП (до 80% общего объема в некоторых разрезах). Приурочены, как правило, к основанию ритмов, где образуют прослой мощностью от 0,3 до 10 м. Сантиметровые прослой песчаников иногда отмечаются в пачках тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Окраска чаще всего зеленовато-серая, серая или темно-серая с зеленоватым оттенком. Изредка встречаются песчаники светло- или голубовато-серого цвета. Породы в основном массивные, слоистые (грубо- и косо-слоистые) и неяснослоистые, разномзернистые (от мелко- до крупнозернистых), с различной степенью отсортированности (от сравнительно хорошо отсортированных ($S_o = 1,69-3,16$) до хлидолитов с рассеянной галькой и гравием). Преобладают мелкозернистые и сравнительно хорошо отсортированные среднезернистые песчаники. Часто встречаются обугленные растительные остатки, иногда — хорошо сохранившиеся остатки листьев и стеблей растений, а также мелкие линзочки каменного угля.

Обломочная часть представлена плагиоклазами (20–40%), кварцем (15–30%) и обломками эффузивных пород (15–40%). В меньшем количестве встречаются обломки кварцита (10–25%) и осадочных пород (5–10%), хлорит, слюда, роговая обманка и пироксен. По классификации В.Д. Шутова, песчаники ААП формации в основном относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам, реже к полевошпат-кварцевым грауваккам, собственно грауваккам и граувакковым аркозам (табл. 20). Плагиоклазы часто замещаются кальцитом или хлоритом. Кварц присутствует в виде свежих клиновидных зерен с мозаичной структурой и волнистым погасением.

Тяжелая фракция (0,36–0,52% от веса породы) представлена рудными минералами (23,34%), лейкоксомом (35,97%), титансодержащими минералами (13,46%), пироксеном (2,15%), роговой обманкой (4,56%), хлоритом (3,44%), эпидотом (8,50%), цирконом (4,69%) и гранатом (3,89%). В небольшом количестве встречаются апатит, турмалин, ортит, корунд и слюды. Цемент поровый, контактовый, реже базальный, а по составу — известково-глинистый, иногда кальцитовый.

Алевролиты в формации ААП чаще всего образуют тонкие (сантиметровые) прослой в пачках тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов (иногда и песчаников), составляющих верхние части характерных для формаций ритмов. Совместно с аргиллитами они за редким исключением не превышают 50% объема формации.

Цвет алевролитов преимущественно темно-серый с зеленоватым или коричневатым оттенком. Текстура однородная или слоистая — тонкая, горизонтальная, сплошная или прерывистая. Слоистость обусловлена изменением размера зерен, их ориентировкой, приуроченностью фитодетрита к плоскостям наслоения. Породы известковистые, как правило окремненные и за счет этого довольно плотные. При выветривании образуют мелкую щебенчатую, плитчатую и конкрециевидную отдельности.

В формации ААП встречаются как крупно-, так и мелкозернистые алевролиты. Алевролитовая фракция в них составляет 50–60%. Состав обломочной части в алевролитах мало чем отличается от состава обломочной части песчаников. Аналогичен в алевролитах и песчаниках и цемент.

Таблица 20

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород формации ААП

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
70	р. Новоселка	30	30	5	5	10	20	Граувакковый аркоз
75	"	25	25	5	10	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
68	"	20	30	—	10	15	25	То же
249	"	15	25	5	10	15	30	Собственно граувакка
261	"	20	20	5	10	25	20	"
262	"	25	25	5	5	20	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
1257	р. Ясноморка	25	20	—	10	20	25	Собственно граувакка
1209	"	25	25	5	10	15	20	Кварц-полевошпатовая граувакка
1177	"	25	25	10	10	10	20	То же
1198	"	30	20	5	10	20	15	Полевошпат-кварцевая граувакка
1248	"	20	20	10	10	15	25	Кварц-полевошпатовая граувакка
144	р. Таранай	25	20	5	10	15	25	То же
141	"	20	25	5	10	10	30	"
641	р. Лозинка	25	25	5	10	15	20	"
70д	р. Льютога	20	25	—	5	15	35	"
71р	"	15	20	5	10	15	35	Собственно граувакка
148в	"	15	20	—	5	15	40	"
150а	"	25	25	5	10	—	40	Кварц-полевошпатовая граувакка
161б	"	20	40	10	5	10	15	Граувакковый аркоз

А р г и л л и т ы формации ААП отличаются от алевролитов более тонкой зернистостью, темной окраской, очень тонкой (до листоватой) слоистостью. Пелитовая фракция состоит из смеси гидрослюд, монтмориллонита и опала и достигает 80%. Монофракционные аргиллиты редки. В них, как правило, присутствует примесь алевролитовой (до 30%) и даже псаммитовой (до 20%) фракций. *So* изменяется в пределах 2,4—2,8.

Г р а в е л и т ы и к о н г л о м е р а т ы в формации ААП встречаются редко, чаще всего в виде плохо выраженных тонких линзовидных прослоев или включений непосредственно в основании пластов песчаников, слагающих нижние части ритмов. В отдельных разрезах формации (п-ов Крильон) отмечаются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью до 1—10 м, а иногда и больше. Хорошо окатанная галька и гравий рассеяны во всех породах формации по всему ее разрезу. Состоят они из кварцитов, эффузивных и кремнистых пород.

Условия формирования

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е. Преобладание в составе формации ААП песчаников, крупношлифовидная ритмичность трансгрессивного типа, остатки листовой флоры и морских моллюсков, обилие фитодетрита и редкие тонкие линзовидные прожилки каменного угля свидетельствуют о морских сравнительно мелководных условиях образования пород формации. Резкие, часто волнистые поверхности, по которым контактируют между собой ритмы, приуроченность наиболее грубого материала к приподошвенным частям ритмов являются скорее всего следами локальных размывов, говорящих о прибрежно-морских и даже субазральных условиях образования формации ААП.

Широкое (иногда и преобладающее) участие в составе формации ААП вулканомиктовых песчаников, большой процент эффузивных пород в обломочной части песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов показывают, что в ее образовании наряду с терригенным значительную (если не решающую) роль играл и вулканогенный фактор, а, судя по явному окремнению алевролитов и аргиллитов, в этом процессе принимал участие и хемогенный (или хемогенно-органогенный) фактор.

Морской мелководный бассейн во время накопления отложений формации ААП, очевидно, наследовал (постепенный переход между формациями КАА и ААП, их взаимное замещение по площади) более глубоководный морской бассейн периода накопления отложений предшествующей формации КАА. Судя по сравнительно ограниченному распространению отложений формации ААП (см. рис. 26), он занимал относительно изолированные участки (Александровский, Углегорский, Чеховский и Невельский районы) по западному побережью Сахалина (западная система прогибов).

Пространственное замещение формации ААП постепенно сменяющей ее СВ формацией (иногда на всю мощность формации ААП) показывает, что морской бассейн осложнялся возвышавшимися над его уровнем вулканическими островами-постройками. За счет деятель-

ности вулканов и разрушения вулканических построек непосредственно вокруг них формировалась СВ формация, а дальше к периферии от вулканических центров — формация ААП.

Источником терригенного для формации ААП материала в пределах Сахалина служили, по всей видимости, те же унаследованные от предшествующей формации КАА островные участки суши на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов на юге Сахалина, Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии — в центральной части острова. Они, возможно, несколько расширились по площади в связи с обмелением и предполагаемым сокращением размеров морского бассейна. Не исключено, что область сноса в центральной части Сахалина соединялась с материковой суши и полностью отделяла западную систему прогибов от восточной.

Областью сноса, влиявшей на вещественный состав формации ААП, могла служить и территория, расположенная к западу от современных очертаний Сахалина (иначе трудно объяснить столь существенное смещение к западу морского бассейна периода образования формации ААП по сравнению со временем накопления предшествующей формации КАА).

Палеотектонические. Сравнительно грубый вещественный состав, крупнофлишодноритмичное строение, мелководные морские условия образования, ограниченность распространения формации ААП и особенности ее взаимоотношения со смежными формациями показывают, что она формировалась в западной системе прогибов во вторую заключительную стадию миоценового этапа прогибания, выразившегося в разрезе одноименным седиментационным циклом. Вызванное волновыми тектоническими движениями общее дифференцированное опускание территории Сахалина, сопровождаемое обширной раннемиоценовой трансгрессией (максимуму трансгрессии соответствуют отложения формации КАА), начинает постепенно испытывать замедление, приостановку, а затем и переход (по крайней мере в некоторых районах) к подъему. Этому периоду (замедление общего опускания, приостановка в опускании и сменивший опускание подъем в областях сноса), видимо, и соответствуют относительно мелководные морские отложения формации ААП, образовавшиеся в прогибах. Судя по распространению и мощностям формации ААП (см. рис. 26), она формировалась в центральных, предположительно приосевых частях двух прогибов: южного (Невельский, Чеховский и Анивский районы) и северного (Углегорский район). Третий район развития формации ААП (Александровский), по всей вероятности, являлся продолжением северного прогиба.

Мелководный характер отложений формации, следы многочисленных внутрiformационных перерывов в осадконакоплении указывают на компенсированность прогибания осадконакоплением во время образования формации. Таким образом, мощности формации, с некоторыми отговорками, дают представление об амплитуде прогибания. Наибольшей амплитудой (около 1500 м) характеризовался южный прогиб. В северном прогибе амплитуда прогибания составила не более 1000 м. Судя по мощностям, западная система прогибов периода формирования

формации ААП в общем плане унаследована от предшествующего периода образования формации КАА.

Большое западное смещение предполагаемых осевых частей прогибов, видимо, в значительной мере кажущееся, что связано с особенностями пространственного замещения формаций КАА, ААП и СВ и обусловлено, в свою очередь, их генезисом. Кстати, если не было большого западного смещения осевых частей прогибов и существенной перестройки структурного плана Сахалина во время образования формации ААП, трудно объяснить происхождение терригенного материала в составе формации ААП лишь местными (сахалинскими) областями сноса. Напрашивается мысль о влиянии на терригенную часть формации ААП областей сноса, расположенных западнее районов развития формации ААП (Татарский пролив, Сихотэ-Алинь). Местными областями сноса являлись, очевидно, полностью унаследованные от предшествующего периода образования формации КАА наиболее приподнятые (сводовые) части мезозойских поднятий на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов (на юге Сахалина), Тымь-Поронайской депрессии и Восточно-Сахалинского хребта (в центральной части острова). Они, видимо, лишь несколько расширились за счет сменившего опускание подъема.

Наряду с волновыми движениями активное участие в формировании формации ААП приняли и колебательные, выразившиеся в характерной для формации грубой элементарной ритмичности. Следы размывов, зачастую фиксирующиеся между ритмами, прослой песчаников, а иногда гравелитов и даже конгломератов явно вызваны подъемом и усилившейся эрозией, особенно активными в соседних с прогибами областях сноса (поднятиях). Более тонкозернистые породы, составляющие верхние части ритмов, очевидно, наоборот, обязаны своим происхождением этапам быстрого, прогрессирующего опускания, некомпенсированного осадконакоплением. Сходным строением могут обладать и ритмы, образовавшиеся в результате пульсационной вулканической деятельности. Более сложным сочетанием всех трех факторов (вулканизм, волновые и колебательные тектонические движения) объясняется двух- или четырехчленное (два мезоцикла) деление формации ААП в южном прогибе.

Полезные ископаемые

Промышленных месторождений полезных ископаемых в отложениях формации ААП пока не установлено. На основании многочисленных нефтегазопроявлений (поверхностных и при бурении скважин), наличия коллекторов (крупные по мощности прослой песчаников с пористостью 5,6–23,3% и проницаемостью 0,01–3,59 мД, трещиноватые горизонты с проницаемостью 9,9–38,0 мД), разделенных непроницаемыми или почти непроницаемыми покрывками (пачки из тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов), благоприятной битумологической характеристики отложения формации ААП относятся к числу основных вероятных нефтегазопродуктивных объектов на южном Сахалине. На некоторых структурах на эти отложения ведется поисково-разведочное бурение.

НИЖНЯЯ КРУПНОРИТМИЧНАЯ АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (НАП) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталонный разрез НАП формации почти полностью идентичен эталону формации ААП. Единственным отличием является отсутствие в заметном количестве примеси вулканогенного материала в песчаниках, составляющих, как правило, не менее 60% общего объема пород эталона.

Эти особенности и послужили основанием, которое является в какой-то мере условным, для самостоятельного выделения этого эталона, а соответствующих ему на Сахалине отложений — в самостоятельную формацию.

Принятому эталону отвечают отложения нижней части дагинской свиты (песчаники горы Атоа) в Дагинском и Катанглийском районах, средней части дагинской свиты в Охинском районе, верхней части пильской свиты на п-ове Шмидта, энгизпальской свиты в Энгизпальском районе и борской свиты в Пограничном районе. Таким образом, НАП формация в противоположность формации ААП развита лишь в восточной системе прогибов.

С подстилающими отложениями (формации КАА и ГАА) отложения НАП формации повсеместно связаны постепенным переходом. Несколько сложное положение с верхней границей. На большей части своего распространения НАП формация перекрывается верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией: на северо-востоке (Охинский район), видимо, согласно, а на западе (Дагинский, Катанглийский, Энгизпальский и Рыбновский районы) — со следами размыва (прослой галечников и конгломератов в основании разреза ВУПГ формации). Со следами отчетливого размыва на отложениях НАП формации в Пограничном районе залегают породы песчано-глинистой (ПГ) формации. Лишь на п-ове Шмидта и Охинском перешейке отмечаются согласные (с постепенным переходом) взаимоотношения НАП формации с вмещающей ее (подстилающей и перекрывающей) формацией КАА.

На основании собранных в отложениях НАП формации остатков фауны моллюсков, как правило, широкого возрастного диапазона большинство исследователей относят эти отложения к среднему миоцену. Учитывая мелководный прибрежно-морской генезис отложений НАП формации, отчетливое выклинивание ее в восточном направлении (в сторону предполагаемой осевой части прогиба), где она согласно подстилается и перекрывается более глубоководными морскими отложениями формации КАА, можно предположить некоторое омоложение в этом направлении нижней границы НАП формации за счет миграции мелководных фаций от борта прогиба к его осевой части (см. рис. 27). Сходный характер омоложения в восточном направлении испытывает, видимо, и верхняя граница НАП формации, но уже за счет некоторого размыва ее отложений вдоль борта предполагаемого прогиба (см. рис. 28).

Вещественный состав

НАП формация, в отличие от других формаций эффузивно-кремнистой мегаформации, сложена исключительно породами терригенного ряда: песчаниками (преобладают), алевролитами и аргиллитами, образующими крупные (мощностью до 100–150 м) трансгрессивные (реже регрессивные) ритмы; изредка в основании ритмов отмечаются тонкие линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

В наиболее северном из разрезов (западное побережье п-ова Шмидта южнее устья р. Пильво) НАП формация состоит из трех трансгрессивных ритмов суммарной мощностью отложений около 175 м. Нижние части ритмов сложены серыми слабо уплотненными мелко- и среднезернистыми песчаниками. Мощность песчаных пластов закономерно увеличивается снизу вверх по разрезу формации и составляет соответственно 12, 40 и 60 м. Верхние части ритмов сложены темно-серыми плотными (окремененными) алевролитами (реже аргиллитами) мощностью до 30 м.

В разрезе формации на Охинской площади отчетливо выделяются лишь два ритма сходного состава и строения суммарной мощностью отложений немногим более 100 м. Мощность песчаных пластов в основании ритмов (XXIII и XXIV по эхабинской номенклатуре) достигает 50–60 м.

В наиболее полном разрезе (мощностью около 850 м) НАП формации в Катанглийском районе трансгрессивными ритмами выражена нижняя половина формации; причем алевролиты и аргиллиты, слагающие верхние части ритмов, образуют пакки мощностью до 50 м, что превышает иногда мощность песчаных пластов, составляющих нижние части ритмов. В верхней половине формации наряду с трансгрессивными нередко сравнительно полные ритмы регрессивного типа. Здесь с песчаников не только начинаются, но и заканчиваются ритмы, причем завершающие ритм песчаники крупнее по мощности и грубее по размерам обломочного материала, вплоть до появления в самой верхней части рассеянного гравия и мелкой гальки. Существенно уменьшаются в мощности составляющие средние части ритмов алевролиты и аргиллиты. Мощность ритмов в среднем 50–70 м.

Еще более грубым составом с резким преобладанием песчаников в ритмах характеризуется НАП формация в Дагинском и особенно Энгизпальском районах. Наряду с мелкозернистыми широко развиты среднезернистые плитчатые или косослоистые песчаники, часто с обугленными растительными остатками, рассеянной мелкой галькой и гравием. Изредка в песчаниках встречаются тонкие линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Песчаники — основной литотип НАП формации (более 50% общего объема; в Дагинском районе — не менее 80, а в Энгизпальском — около 90%). Песчаники образуют чаще всего крупные по мощности (от 10 до 100 м) пласты, хотя встречаются и более тонкие (вплоть до сантиметровых) прослои и прослойки. Окраска серая, светло- или желтовато-серая с зеленоватым или голубоватым оттенком. Выделяются как слабо уплотненные (почти рыхлые), так и достаточно плотные

Таблица 21

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород НАП формации

Площадь, глубина (м)	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Тип и разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
				осадочные	метаморфические	эффузивные	
р. Даги	25	20	—	35	—	15	Граувакковый, кварц-полевошпатовая граувакка
Оха (скв.1014) 1288—1293	34	11	25	16	—	12	То же
Катангли 1669—1673	46	3,5	21,5	14	12	—	Граувакковый, полевошпато-кварцевая граувакка
1694—1698	22,5	8,5	16,0	30	13	10	Граувакковый, кварц-полевошпатовая граувакка
1714—1718	30,5	7,5	24,0	16	10	12	То же
1772—1776	30	16	18	18	8	6	„

(известковистые) массивные песчаники. Среди этих последних часто наблюдаются карбонатные конкреции шаровидной или овально-линзовидной формы с сечением до 1 м.

Песчаникам НАП формации свойственна слоистость от тонкой горизонтальной — ленточной (преобладает в Катанглийском районе) до грубой косо́й (Дагинский и Энгизпальский районы). За счет крупной горизонтальной слоистости песчаники зачастую обладают отчетливой плитчатой отдельностью от 0,05 до 0,4 м. Нередко отмечаются знаки ряби.

В составе НАП формации преобладают мелко- и среднезернистые песчаники. Гораздо меньше распространены крупнозернистые песчаники. Отсортированность средняя ($S_o = 3,5-4,5$), хотя встречаются и плохо отсортированные ($S_o = 5,5-7,5$) песчаники (Дагинский и Энгизпальский районы). В них чаще, чем в остальных, встречаются обугленные растительные остатки, мелкая рассеянная галька и гравий кварца, яшм, кремнистых, интрузивных (гранодиориты) и эффузивных пород.

В обломочной части песчаников кварц и полевые шпаты, как правило, преобладают над обломками из кремнистых, эффузивных и осадочных пород. По классификации В.Д. Шутова, песчаники относятся к полевошпато-кварцевым или кварц-полевошпатовым грауваккам (табл. 21).

Тяжелая фракция состоит из лейкоксена (3—48%), титансодержащих минералов (12—39%), циркона (9,8—48,2%), граната (3,6—46,5%), турмалина (1,0—38%), встречаются рутил (до 1,3%), эпидот (до 1,5%), хлорит, пироксен, сфен.

Цемент глинистый или известково-глинистый.

Алевролиты в составе НАП формации не превышают 30% ее объема и образуют как тонкие (сантиметровые) прослойки, так и довольно крупные (до 35 м) внешне однообразные пласты и пачки (Катанглийский район и п-ов Шмидта), разделяющие не менее крупные пласты песчаников. Они чаще всего серые или темно-серые, слоистые (до листоватых) или неяснослоистые, мягкие глинистые (Катанглийский район) или плотные кремнистые (Охинский район и п-ов Шмидта), сравнительно хорошо отсортированные ($S_o = 2-3,5$), хотя встречаются и плохо отсортированные (со значительной примесью материала песчаной и даже гравийной размерности) алевролиты (Охинский и Дагинский районы).

По составу обломочной части и цемента они ничем существенно не отличаются от песчаников.

Аргиллиты и глины занимают в НАП формации резко подчиненное положение (не превышают в среднем 5% общего объема формации). Несколько увеличивается их роль в Катанглийском и Охинском районах и на п-ове Шмидта. Чаще всего они образуют сравнительно небольшие прослои мощностью от 0,1 до 3 м. Аргиллиты и глины НАП формации темно-серые или темно-бурые, в основном тонкослоистые (за счет многочисленных остатков обугленной растительной органики), мягкие и пластичные или плотные окремненные (Охинский район и п-ов Шмидта). В последнем случае отличаются от окремненных алевролитов лишь мелкощебенчатым обликом. Содержат, как правило, примесь (иногда довольно значительную) алевритового и псаммитового материала. Судя по характеру окрашивания и четкому эндоэффекту при 150°C , глинистые минералы представлены в основном гидрослюдами с примесью бейделлита.

Гравелиты и мелкогалечные конгломераты в виде тонких линзовидных прослоев изредка встречаются в НАП формации в разрезах Дагинского и особенно Энгизпальского районов. Гравийный и галечный материал состоит в основном из кремнистых и осадочных пород. В Дагинском районе встречается галька из основных туфов и гранодиоритов, а в Энгизпальском районе — из базальтов и кварцевых порфиров.

Условия формирования

Палеогеографические. Резкое преобладание в составе отложений НАП формации песчаников иногда с прослоями гравелитов и конгломератов, волноприбойные знаки, косая и волнистая слоистость в песчаниках, мелководная морская фауна моллюсков (*Mastra*, *Thyasira*) бесспорно свидетельствуют о прибрежно-морском происхождении НАП формации Сахалина. Наиболее мелководными условиями, судя по этим признакам, характеризовались Дагинский и особенно Энгизпальский районы. В северо-восточном (Охинский район и п-ов Шмидта) и юго-восточном (Катанглийский район) направлениях условия образования НАП формации сравнительно более глубоководны: исчезают из разреза формации мелкогалечные конгломераты и гравелиты, уменьшается роль песчаников

и возрастает значение алевролитов и аргиллитов, улучшается отсортированность обломочного материала в песчаниках, уменьшаются количество и размер рассеянного галечного материала, крупнозернистые песчаники с грубой косой слоистостью постепенно сменяются средне- и мелкозернистыми песчаниками с преобладающей волнистой и горизонтальной слоистостью, уменьшается мощность песчаных пластов и увеличивается мощность алевролитов-аргиллитовых пачек, алевролиты и аргиллиты становятся окремненными, сокращаются в количестве, исчезают следы размывов на границах ритмов, фауна моллюсков приобретает более глубоководный облик.

Судя по распространению отложений НАП формации, мелководный морской бассейн протягивался с севера на юг от западного побережья п-ова Шмидта через осевую часть острова до пос. Катангли и далее на юг узкой полосой вдоль восточных отрогов Восточно-Сахалинского хребта почти до п-ова Терпения. Заметное расширение полоса мелководного моря имела на широте Энгизпальского и Дагинского районов и выходила за пределы острова не только к востоку, но и к западу, охватив здесь частично и территорию Амурского лимана (см. рис. 26). Этот глубоко вдававшийся на запад морской мелководный залив, по всей видимости, был тесно связан с впадавшей в него крупной рекой (предполагаемый палео-Амур), устье которой, по всей вероятности, располагалось несколько западнее современных очертаний Сахалина. Очевидно, влиянием этой крупной реки и объясняется относительно грубый состав НАП формации в Энгизпальском и Дагинском районах, расположенных напротив предполагаемого устья.

Отчетливо возрастающая в западном направлении мелководность морского бассейна, в котором шло накопление отложений НАП формации, исключительно терригенный вещественный состав формации свидетельствуют о том, что источником исходного для формации материала служили расположенные западнее границ морского бассейна области сноса. На севере это была, очевидно, обширная материковая область сноса на месте Хабаровского края. На Сахалине к ней, видимо, относился и Рыбновский район, где НАП формация выпадает из разреза и верхняя угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ) формация непосредственно (с размывом и перерывом) перекрывает формацию глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА). На юге областью сноса являлась большая часть территории Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии. На северо-западе она, по всей видимости, соединялась с общей материковой областью сноса, образуя сильно удлинённый полуостров, полностью отделявший восточную систему прогибов от западной (см. рис. 26).

П а л е о т е к т о н и ч е с к и е. Отложения НАП формации аналогично отложениям формации ААП образовались во вторую (завершающую) стадию миоценового этапа прогибания (цикла осадконакопления), когда вызванное волновыми тектоническими движениями дифференцированное опускание территории Сахалина замедлилось, приостановилось и сменилось подъемом по крайней мере в областях сноса (поднятий). Эти движения, очевидно, и обусловили мелководные морские условия (в которых шло накопление отложений НАП формации), постепенно сменив-

шие относительно глубоководные условия образования предшествующих формаций КАА и ГАА.

Судя по распространению и согласному взаимоотношению НАП формации с подстилающими формациями КАА и ГАА, прибрежно-морские условия образования НАП формации возникли вдоль западных крыльев ранее зародившейся и в общем унаследованной восточной системы прогибов. Отчетливо выраженное выклинивание НАП формации в восточном направлении, постепенно возрастающая в этом же направлении глубоководность ее отложений свидетельствуют о том, что осевые части прогибов располагались, видимо, в основном к востоку от современных очертаний острова.

Прибрежно-морские условия и превалирующий терригенный фактор в образовании отложений НАП формации указывают на примерную компенсированность прогибания осадконакоплением во время накопления этих отложений и на возможность использования мощностей отложений для оценки амплитуды прогибания западных крыльев восточной системы прогибов. Полоса наибольших значений мощностей НАП формации протягивается в юго-восточном направлении от Энгизпальского района через Катанглийский и далее на юг в Пограничный район. Амплитуда зафиксированного в мощностях НАП формации прогибания составила на западном крыле северного прогиба 600—800 м (Энгизпальский и Катанглийский районы), а на западном крыле южного прогиба (Пограничный район) около 1000 м (см. рис. 26). Амплитуда нескомпенсированного прогибания в центральных (приосевых) частях прогибов, расположенных восточнее районов с максимальными значениями мощностей отложений НАП формации, была, видимо, несколько больше.

Унаследованными в целом оказались не только прогибы, но и поднятия, существовавшие во время образования НАП формации на прилегающей территории Сихотэ-Алиня и на месте Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии в центральной части Сахалина. Они лишь существенно обновились в результате сменившего опускание подъема.

Активную роль наряду с волновыми играли в образовании НАП формации и колебательные движения, выразившиеся в свойственной отложениям НАП формации крупной ритмичности. В отличие от формации ААП, где резко преобладает трансгрессивный тип ритмичности, в отложениях НАП формации иногда встречается и регрессивный тип ритмичности (Дагинский и Катанглийский районы), обязанный своим происхождением своеобразию проявления колебательных движений в смежной системе прогиб—поднятия.

Полезные ископаемые

На данной стадии изученности отложения НАП формации представляют интерес лишь для поисков нефти и газа: наличие крупных по мощности пластов песчаников с пористостью до 19% и проницаемостью до 20 мД, разделенных непроницаемыми покрывками из аргиллитов и алевролитов. Выявлены благоприятные структуры на технически доступной глубине. Промышленных залежей пока не установлено.

СРЕДНЯЯ ВУЛКАНОМИКТОВАЯ (АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (СВ)

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

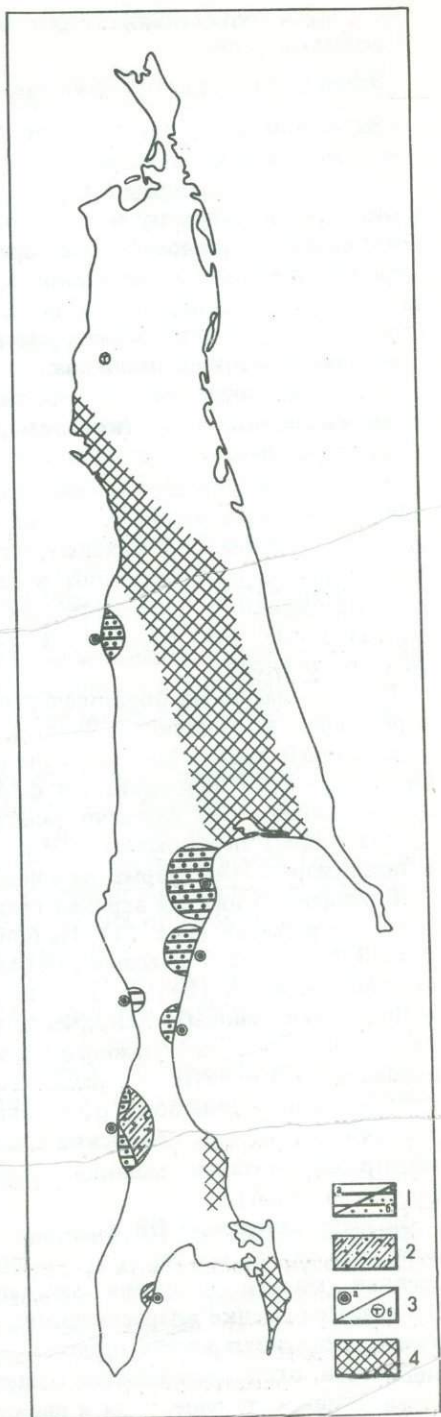
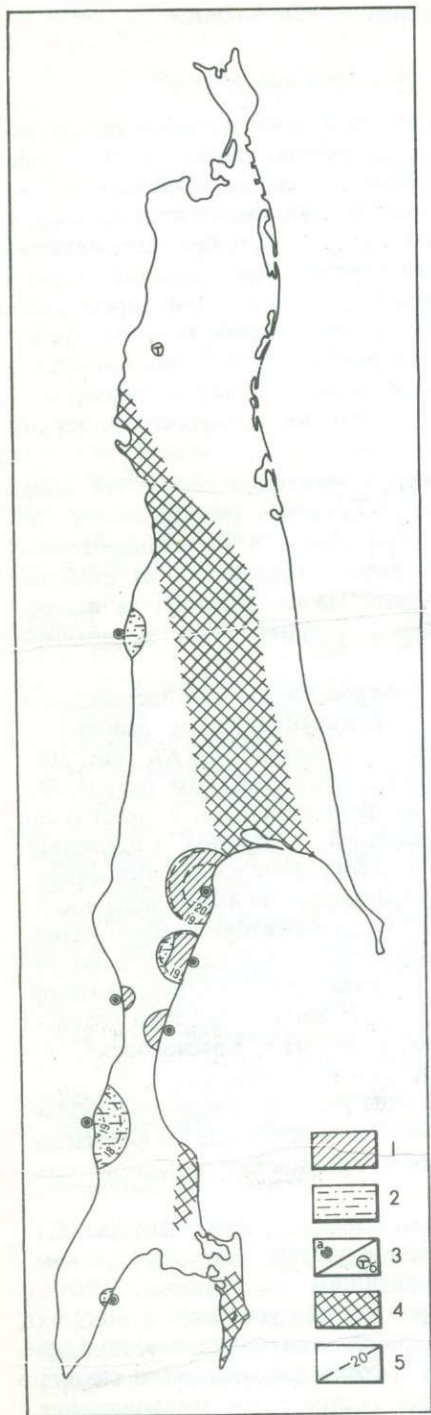
За эталон формации СВ (рис. 29, см. вкл.), являющейся типичным представителем вулканомиктовых (вулканогенно-осадочных) формаций, принят набор (ассоциация) пород, обязанных своим происхождением резко преобладающему в осадкообразовании вулканогенному фактору: агломераты, вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи, конгломераты, гравелиты и песчаники. Все эти породы образовались в результате разрушения, переноса и последующего переотложения (преимущественно в прибрежно-морских условиях) продуктов субаэрального (реже подводного) вулканизма. В связи с этим в разрезе отсутствуют или имеют резко подчиненное значение как чисто вулканические (лавы, туфы), так и нормально-осадочные (конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты) породы.

Принятому эталону отвечают отложения чеховской свиты или одноименной вулканогенной толщи на южном Сахалине (Макаровский, Чеховский и Анивский районы), агневской свиты в Александровском районе и, предположительно, вулканогенные образования из неогеновых отложений в Энгизпольском районе. Таким образом, за исключением последнего случая, СВ формация развита лишь в западной системе прогибов.

С подстилающими образованиями СВ формация связана постепенным переходом: в Анивском, Чеховском и Александровском районах — с формацией ААП, в Макаровском районе — с формацией КАА (рис. 30). Не совсем ясно положение СВ формации в Энгизпольском районе. По одним данным она согласно залегает на формации КАА и несогласно (с размывом) перекрывается НАП формацией, по другим — находится в низах разреза НАП формации и имеет с ней согласные взаимоотношения.

В отличие от нижней верхней граница СВ формации несет следы последующего размыва (рис. 31). На большей части территории своего развития СВ формация со следами размыва перекрывается верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией (Александровский, Макаровский и Чеховский районы). Исключение составляет лишь небольшой участок на западном побережье южного Сахалина, к югу от г. Красногорска, где отложения СВ и ВУПГ формаций связаны, по всей видимости, постепенным переходом. Еще более отчетливые следы размыва и перерыва наблюдаются в тех районах (Анивский и частично Чеховский), где СВ формация перекрывается более молодой формацией кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА).

Возраст отложений СВ формации на основании сравнительно редких остатков фауны моллюсков и положения в разрезе определяется как средний миоцен (Решения межведомственного совещания..., 1961). Правда, при оценке возраста границ формации следует иметь в виду их очевидную асинхронность, причем наибольшей асинхронностью, по всей видимости, отличается нижняя граница СВ формации, даже если считать справедливым спорное, хотя и широко распространенное предположение



об одновременном проявлении активного вулканизма, обусловившем образование формации на всей территории Сахалина, во всех эруптивных центрах. Явная асинхронность нижней границы СВ формации предопределяется очевидной неравномерностью и неодновременностью поступления в седиментационный бассейн исходного для формации материала от каждого из эруптивных центров в отдельности, что доказывается отчетливо выраженной сложной взаимной замещаемостью по простиранию отложений СВ формации отложениями формаций ААП, а иногда и КАА. Так как более или менее общая для Сахалина вспышка бурного вулканизма имела начало, максимум и последующее затухание, то нижняя граница СВ формации в этом случае, очевидно, должна была испытывать некоторое омоложение (в самом общем виде) радиально от каждого из эруптивных центров в отдельности. Этот общий вывод может иметь весьма существенные исключения, определяемые специфическими особенностями проявления вулканизма в каждом из эруптивных центров. Выяснение этих особенностей требует исключительно подробного изучения состава и строения СВ формации, ее взаимоотношения с соседними формациями в каждом конкретном случае в отдельности.

Более синхронной представляется верхняя граница СВ формации в связи с почти повсеместно выраженными следами размыва на контакте ее с перекрывающими образованиями. Учитывая общее увеличение отчетливости размыва и величины стратиграфического перерыва в восточном направлении, можно предположить некоторое более или менее общее удревнение возраста верхней границы СВ формации в этом же направлении.

Вещественный состав

По набору пород СВ формация мало чем отличается от НВ формации: агломераты, вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Отличие состоит в том, что в СВ формации резко преобладают (более 50%) более грубообломочные вулканомиктовые породы (агломераты, вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты и гравелиты) и почти не встречаются нормально-осадочные породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты). Аналогично с НВ формацией в отдельных разрезах СВ формации отмечаются прослойки туфов и потоки лав.

Р и с. 30. Схема взаимоотношения СВ формации с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания СВ формации на формации КАА; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания СВ формации на формации ААП; 3 — предполагаемое положение эруптивных центров центрального (а) и трещинного (б) типов; 4 — области сноса; 5 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы СВ формации

Р и с. 31. Схема взаимоотношения СВ формации с перекрывающими образованиями

1 — районы залегания ВУПР формации на СВ формации: а — согласно, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залегания формации КДА на СВ формации; 3 — предполагаемое положение эруптивных центров центрального (а) и трещинного (б) типов; 4 — области сноса.

Другой отличительной особенностью СВ формации является сравнительно высокая выдержанность вещественного состава в большинстве районов ее распространения.

Агломераты, вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники рассматриваются совместно, так как они за редким исключением не образуют ясно выраженных самостоятельных слоев и пластов. Чаще всего встречаются крупные по мощности линзовидные пачки (до 10–20 м) или даже горизонты (до 100 м и более), состоящие из сложной, плохо упорядоченной смеси всех перечисленных пород. В отдельных случаях встречаются пачки, для которых характерен постепенный переход от наиболее грубообломочных пород (вулканомиктовые брекчии) в нижней части пачки к тонкозернистым породам (вулканомиктовые песчаники) в верхней части. В общем виде эти пачки напоминают своеобразные ритмы, отражающие, очевидно, некоторую периодичность процессов вулканизма и осадконакопления.

Породы СВ формации хорошо выделяются в разрезе зеленовато-серой окраской, массивным обликом, почти полным отсутствием слоистости и отсортированности обломочного материала, плохой его окатанностью. Во всех породах в большом количестве рассеяны обугленные растительные остатки, а в наиболее грубозернистых породах часто встречаются крупные обломки окаменевшей древесины.

Обломочный материал, по данным В.Н. Шилова и В.Ф. Ерохова, в отличие от НВ формации характеризуется более пестрым петрографическим составом — от базальтов до липаритов включительно, но с преобладанием пород основного и среднего состава. На западном побережье распространены в основном базальты и значительно меньше андезитобазальты. На восточном побережье — это полный ряд пород от базальтов до липаритов, но ведущую роль играют андезиты и андезитобазальты (табл. 22).

Таблица 22. Химический состав (в %) пород СВ формации

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
2д	р. Макаровка	Оливиновый базальт	49,78	17,12	5,49	3,70
1б	"	Андезитобазальт	52,72	19,76	2,83	4,32
1а	"	Риолит	75,88	10,00	1,03	0,33
102а	"	"	76,18	8,86	1,38	0,20
44б	"	Риолитовый туф	66,35	11,62	0,41	1,11
4б	"	Андезитобазальт	53,59	16,21	3,40	5,13
1и	"	"	54,76	19,3	3,20	3,93
2а	"	"	54,84	18,65	3,72	2,72

Базальты¹ (оливиновые и безоливиновые) темно-серые (до черных), массивные, часто пористые, с фенокристаллами плагиоклазов и темноцветных минералов (оливин, пироксен). Плагиоклазы в виде таблитчатых кристаллов размером до 3 мм (часто с точечными включениями хлоритизированного стекла, а иногда с вростками пироксена) отвечают лабрадору (восточное побережье) или битовниту и анортиту (западное побережье). Пироксен моноклинный, иногда сдвойникованный, образует короткопризматические кристаллы или зерна длиной до 1 мм. Оливин в оливиновых базальтах в свежем виде почти не встречается, он замещается идингситом, хлоритом, серпентином или карбонатом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (до 0,08 мм), моноклинного пироксена (до 0,06 мм) и магнетита (до 0,01 мм), промежутки между которыми выполнены продуктами разложения вулканического стекла. Плагиоклазы в основной массе на 18–20 номеров ниже, чем у вкрапленников. Микроструктура интерсертальная, нередко переходная к микролитовой и пилотакситовой.

Андезитобазальты темно-серые, плотные, иногда пористые, часто порфировой структуры. Вкрапленники состоят из плагиоклаза, пироксена и оливина. Плагиоклаз в виде таблитчатых кристаллов размером до 2–5 мм, как правило зональный, часто с точечными включениями хлоритизированного вулканического стекла, иногда подвержен частичной карбонатизации и хлоритизации. Моноклинные пироксены почти бесцветные, с двойниковым строением, образуют отчетливые кристаллы и изометричные зерна размером до 2 мм, изредка частично или полностью замещены хлоритом или карбонатом. В отличие от моноклинных ромбические пироксены имеют удлиненно-призматическую форму. Редко встречающийся оливин, как правило, замещается идингситом, хлорит-серпентином или карбонатом, распознается по своему идиоморфному ромбовидному разрезу. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, кристаллов и зерен моноклинного пироксена и маг-

TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}
0,66	0,16	0,16	8,78	3,93	2,59	1,64	0,07
0,52	0,21	0,14	10,16	5,44	2,30	0,44	0,18
0,73	0,07	0,51	4,11	0,23	1,84	1,12	0,10
0,66	0,01	1,15	4,52	0,18	1,75	0,55	0,26
—	—	0,11	3,88	1,05	1,17	1,38	0,27
0,71	0,04	0,06	9,92	6,39	2,89	0,65	0,07
0,74	0,08	0,07	9,06	4,30	2,95	0,64	0,08
0,78	0,03	0,08	9,63	2,59	2,97	0,84	0,04

¹ Описание эффузивных пород приводится по данным В.Н. Шилова и В.Ф. Ерохова.

Таблица 22 (продолжение)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
31з	р. Нитуй	"	52,30	19,66	3,66	3,15
231/1	р. Агнево	Оливиновый базальт	49,07	22,34	3,26	6,55
228/1	"	Андезитобазальт	53,43	20,27	5,27	0,97
233/1	"	"	54,88	18,66	2,90	3,03
200ж	м. Хойнджо	Базальт	49,79	19,08	5,59	3,90
201	м. Рогатый	Оливиновый базальт	49,00	18,01	4,35	6,45
226	м. Маркевича	То же	48,90	17,77	3,40	6,21
312а/5	руч. Чечетка	Трахиандезит	53,86	17,71	6,02	2,81
312а/3	"	"	54,45	19,09	4,30	3,63
312а/2	"	"	54,62	18,32	5,24	3,03
151	р. Ягодная	"	56,39	15,59	6,20	2,01
312а/4	руч. Чечетка	"	56,39	18,75	4,17	2,62
244в	р. Чеховка	Оливиновый базальт	46,14	17,38	9,01	4,26
253а/3	"	То же	49,71	20,57	5,47	2,84
244а	"	"	49,73	18,12	8,52	2,24
253а/1	"	"	49,89	19,40	3,62	5,63
253а/4	"	"	50,62	17,97	9,44	1,28
253а/2	"	"	51,11	20,27	4,45	4,20
242а/3	р. Урюм	Двупироксеновый андезит	56,42	14,82	0,87	3,29
242а/1	"	То же	57,94	14,89	1,33	3,13
40б	р. Гребянка	Андезитобазальт	54,80	19,61	3,04	3,63
45в	р. Лесная	Двупироксеновый андезит	56,35	17,10	2,01	5,66
172е	пос. Лермонтовка	Андезитобазальт	54,47	16,99	3,59	4,31
65	р. Тихая	Пироксеновый дацит	62,35	17,56	2,39	1,16
183и	р. Осиповка	То же	60,26	21,16	1,12	1,23
16б	р. Гастелловка	Андезитобазальт	55,65	15,64	2,38	4,85
16и	"	"	53,04	16,87	2,01	5,61
16с	"	Двупироксеновый андезит	59,35	21,20	0,96	1,31
16ф	"	Андезитобазальт	54,76	18,16	0,63	4,75
16д	"	"	54,03	18,78	3,41	4,09

	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}
	0,81	0,05	0,05	9,15	5,18	2,98	1,42	0,15
	1,02	0,11	0,14	5,54	4,88	3,11	0,85	—
	1,26	0,21	0,70	6,40	2,22	3,86	1,39	0,01
	1,04	0,08	0,12	8,55	3,47	2,93	0,77	—
	0,86	0,07	0,11	8,64	4,66	2,95	0,18	0,23
	1,06	0,15	0,19	10,27	5,54	2,44	0,38	0,18
	0,85	0,19	0,09	11,32	6,26	2,28	0,13	—
	0,82	0,17	0,30	6,98	2,25	4,04	2,65	0,04
	0,73	0,16	0,27	7,53	2,01	4,04	2,77	0,07
	0,82	0,15	0,31	7,05	2,65	4,04	2,40	0,07
	1,09	0,03	0,38	6,12	3,18	4,77	2,05	0,09
	0,77	0,16	0,31	6,27	2,14	4,04	3,01	0,08
	0,29	0,07	0,05	10,64	5,52	1,09	0,65	—
	0,73	0,14	0,12	10,56	3,64	2,96	0,78	0,09
	0,59	0,08	0,02	11,82	4,45	1,74	0,59	0,23
	0,53	0,23	0,15	10,62	4,85	2,70	0,25	0,08
	0,78	0,11	0,12	9,40	4,11	2,36	0,18	0,07
	0,38	0,14	0,15	10,02	4,27	2,83	0,72	0,05
	0,36	0,18	0,10	10,06	3,55	2,96	1,08	0,10
	0,08	0,14	0,11	8,91	3,52	3,10	1,26	0,09
	0,84	0,07	3,16	9,06	2,52	1,92	0,04	0,08
	0,74	0,12	4,93	9,25	2,47	0,69	0,13	0,33
	0,75	0,04	6,02	9,34	3,12	0,32	0,12	0,28
	0,86	0,17	1,13	8,11	2,40	0,70	0,18	0,40
	0,51	0,01	1,35	9,37	2,37	0,45	0,05	0,05
	0,65	0,04	7,41	7,83	2,68	1,38	0,05	0,10
	0,71	0,16	7,54	8,95	2,28	1,00	0,14	0,12
	0,90	0,01	1,75	7,41	3,00	1,11	0,03	0,08
	0,72	0,04	6,01	8,72	2,31	1,61	0,03	0,06
	0,46	0,08	2,37	8,13	2,12	1,76	0,08	0,12

Таблица 22 (продолжение)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	H ₂ O	П.п.п.	Σ
2д	р. Макаровка	Оливиновый базальт	4,01	1,76	99,85
1б	"	Андезито-базальт	1,46	0,37	100,85
1а	"	Риолит	2,65	1,50	100,10
102а	"	"	2,90	1,33	99,93
44б	"	Риолитовый туф	5,74	4,84	100,93
4б	"	Андезито-базальт	1,34	0,20	100,60
1и	"	"	1,47	0,37	100,78
2а	"	"	1,91	0,71	99,51
31з	р. Нитуй	"	1,13	0,30	99,99
231/1	р. Агнево	Оливиновый базальт	1,42	2,42	100,71
228/1	"	Андезито-базальт	1,68	1,73	99,57
233/1	"	"	2,16	0,87	99,46
200ж	м. Хойнджо	Базальт	2,10	2,12	100,28
201	м. Рогатый	Оливиновый базальт	0,43	1,11	99,56
226	м. Маркевича	То же	1,06	1,18	99,64
312а/5	руч. Чететка	Трахиандезит	1,48	1,30	100,43
312а/3	"	"	0,89	0,83	100,77
312а/2	"	"	0,67	0,82	100,18
151	р. Ягодная	"	1,75	0,42	100,07
312а/4	руч. Чететка	"	0,60	0,75	100,16
244в	р. Чеховка	Оливиновый базальт	3,25	1,42	99,77
253а/3	"	То же	1,51	0,73	99,85
244а	"	"	1,85	1,12	101,10
253а/1	"	"	1,41	0,89	100,25
253а/4	"	"	2,12	1,08	99,64
253а/2	"	"	1,03	0,45	100,07
242а/3	р. Урюм	Двупироксеновый андезит	0,63	6,01	100,43
242а/1	"	То же	0,84	4,41	99,75
40б	р. Гребянка	Андезито-базальт	—	1,16	99,93
45в	р. Лесная	Двупироксеновый андезит	0,37	0,70	100,85
172е	пос. Лермонтовка	Андезито-базальт	0,42	0,67	100,44
65	р. Тихая	Пироксеновый дацит	0,85	2,06	100,32
183и	р. Осиновка	То же	0,69	1,33	99,95

Таблица 22 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	H ₂ O	П.п.п.	Σ
16б	р. Гастел-ловка	Андезито-базальт	0,46	1,67	100,79
16и	То же	"	0,45	1,24	100,12
16с	"	Двупироксеновый андезит	0,99	1,50	99,60
16ф	"	Андезито-базальт	1,89	0,95	100,64
16д	"	"	1,45	2,90	99,78

нетита, погруженных в вулканическое стекло, замещенное хлоритом и гидроокислами железа. Микроструктура микролитовая и гиалопидитовая.

Андезиты двупироксеновые, отличаются от андезито-базальтов более высоким содержанием кремнекислоты (60% против 56), меньшим количеством фемических минералов, отсутствием оливина.

Дацинты двупироксеновые, светлые, массивные. Сравнительно редкие порфиновые выделения представлены плагиоклазом, обеими разновидностями пироксена, в единичных случаях — роговой обманкой. Плагиоклаз (№ 49–55) образует таблитчатые кристаллы и неправильной формы зерна размером до 2 мм. Моноклинный пироксен в виде зерен и короткопризматических кристаллов размером до 0,5 мм замещается хлоритом и карбонатом. Чаше встречающийся ромбический пироксен (гиперстен) образует удлиненные призматические кристаллы до 0,7 мм. Очень редко встречающаяся в виде мелких (до 0,5 мм) зерен и ромбовидных кристаллов роговая обманка, просто сдвойникованная, резко плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Основная масса фельзитовая, с намечающейся раскристаллизацией микролитов плагиоклаза.

Липариты (встречаются редко и только в Макаровском районе) светло-серые, иногда с розоватым оттенком, пористые, почти афировые.

Редкие порфиновые выделения состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и кварца. Плагиоклаз (андезин) резко зональный с преобладающим простым двойникованием удлиненно-призматических кристаллов размером до 0,4 мм. Моноклинный пироксен бесцветный, свежий, образует мелкие (до 0,2 мм) изометричные зерна. Несколько крупнее (до 0,4 мм) изометричные, с волнистым погасением зерна кварца. Основная масса криптокристаллическая, кварц-полевошпатовая, с мелкими игольчатыми микролитами плагиоклаза. Структура фельзитовая, местами сферолитовая. Встречающиеся поры выполнены в центральной части игольчатым цеолитом (томсонитом), а по периферии — зеленоватым хлоритом.

Наиболее грубообломочные породы СВ формации — от вулканомиктовых брекчий до гравелитов — сцементированы псефито-псаммитовыми вулканомиктовыми песчаниками, а песчаники, в свою очередь, имеют чаще всего хлорито-глинистый цемент.

Туфы основного (в нижней части формации) и кислого (в верхней части формации) состава встречаются в СВ формации редко. Среди туфов основного состава отмечаются желтовато-бурые псефито-псаммитовые кристалло- и витрокластические разновидности. Обломочный материал кристаллокластических туфов сложен кристаллами или обломками кристаллов плагиоклаза (лабрадор), реже моноклинного пироксена; встречаются обломки эффузивных пород с микролитовой структурой основной массы. Цементом служит хлорито-глинистая масса.

Витрокластические туфы легкие, пористые, состоят в основном из изотропного вулканического стекла перлитового строения и единичных кристаллов моноклинного пироксена.

Среди туфов кислого состава выделяются кристалловитрокластические пепловые и литокристаллокластические мелкопсаммитовые разновидности. Первые состоят из бесцветного вулканического стекла (до 90%), единичных обломков кристаллов зонального плагиоклаза (андезин), моноклинного пироксена и обломков эффузивных пород с фельзитовой основной массой.

Литокристаллокластические туфы сложены в основном угловатыми обломками основной массы эффузивных пород с фельзитовой и микролитовой структурой и осколками кристаллов плагиоклаза (кислый лабрадор).

Лавовые потоки или покровы встречаются в СВ формации еще реже, чем туфы. Наиболее крупным (мощностью до 40 м) является лавовый поток в Энгизпальском районе. По данным В.С. Ковальчука, он сложен мелкокристаллическими базальтами, темно-серыми, почти черными, массивными, порфирированными, с отчетливой подушечной отдельностью и миндалекаменной текстурой. Трещины и миндалины выполнены кальцитом. Вкрапленники состоят из оливина, плагиоклаза и моноклинного пироксена. Оливин почти полностью замещен агрегатом из серпентина и иддингсита. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (лабрадор) с магнетитом и авгитом.

Условия формирования

Палеогеографические. Особенности вещественного состава СВ формации (резкое преобладание грубообломочного материала вулканогенного происхождения, его плохая окатанность и отсортированность, отсутствие слоистости), редкие остатки прибрежно-морской фауны моллюсков свидетельствуют, что образование отложений СВ формации, как и НВ формации, происходило в сравнительно мелководном морском бассейне за счет бурной деятельности вулканов центрального типа, в виде островов возвышавшихся над уровнем моря. О том, что вулканические постройки явно возвышались над уровнем моря, гово-

рят многочисленные растительные остатки и особенно крупные обломки стволов деревьев в отложениях СВ формации, видимо произраставших на этих островах вулканического происхождения. Выбрасываемый вулканами материал и продукты разрушения пород, слагающих вулканические постройки, полностью перерабатывались морем и отлагались в виде крупных (до нескольких сот метров мощностью) линзовидно-концентрических тел непосредственно вокруг эруптивных центров. На основе прямой зависимости размеров вулканических обломков и мощностей вулканомиктовых образований СВ формации от положения эруптивного центра были примерно определены наиболее вероятные местоположения этих центров (с юга на север): Монеронский, Кирилловский, Чеховский (наиболее крупный или группа эруптивных центров), Леонтьевский, южнее пос. Восточного, Макаровский, Вахрушевский, Александровский и Энгизпальский (см. рис. 29).

Из всех перечисленных эруптивных центров лишь Энгизпальский проявил себя подводными лавовыми излияниями и, возможно, не представлял собой вулканическую постройку островного типа.

Палеотектонические. СВ формация совместно с формациями ААП и НАП завершает начавшийся в раннем миоцене этап прогибания (цикл осадконакопления), обусловленный волновыми тектоническими движениями. Резко преобладающий вулканомиктовый состав СВ формации, прямая бесспорная связь исходного для формации материала с местными эруптивными центрами говорят о том, что своим образованием СВ формация обязана почти исключительно одному вулканогенному фактору. Эта особенность в сочетании с отчетливо выраженной замещаемостью СВ формации формацией ААП (а иногда и КАА) позволяет считать, что отложения СВ формации участвовали лишь в выполнении ранее сформированных прогибов западной системы (судя по распространению формации), восполняя явный дефицит в исходном материале от других факторов (например, терригенного). Мелководный характер отложений СВ формации и почти повсеместно выраженные следы размыва, фиксирующиеся на границе СВ формации с перекрывающими ее отложениями, свидетельствуют о компенсированности (конечной, по крайней мере) прогибания осадконакоплением. Таким образом, характер распространения и мощности СВ формации (см. рис. 29) отражают лишь степень прямого участия местного вулканогенного фактора в выполнении ранее сформированных южного и северного прогибов западной системы. В восточной системе прогибов вулканогенный фактор в осадк образовании по существу не принимал участия.

В отличие от НВ формации эруптивные центры, обусловившие образование СВ формации, более редки, меньше по количеству и приурочены к узкой зоне, разграничивающей прогибы от смежных поднятий (линия, соединяющая эруптивные центры, достаточно четко обрисовывает восточную границу западной системы прогибов). Не исключено, что повышенная магматическая проницаемость этой зоны связана с разной направленностью движений этих структур.

Наряду с волновыми тектоническими движениями, которым СВ формация обязана в конечном счете появлением и сохранением в разрезе, проявлялись и колебательные движения, видимо совершенно затухавшие ведущей ролью вулканогенного фактора в осадконакоплении.

Полезные ископаемые

Полезных ископаемых в отложениях СВ формации пока не установлено. Крепкие эффузивные породы могут найти применение в местном дорожном строительстве.

МОЛАССОВАЯ МЕГАФОРМАЦИЯ

Выделяемая формационная единица в отличие от общепринятой единицы такого наименования включает не только отложения, соответствующие завершающей (конечной) стадии развития внешних, или краевых, прогибов (стадия общей и частной инверсии), но и отложения, непосредственно предшествующие этой стадии и отвечающие продолжающемуся опусканию геосинклинальной области и составляющих ее прогибов. В связи с этим она по объему несколько больше одноименной формационной единицы, выделяемой Н.Г. Бродской (1963).

В составе молассовой мегаформации Сахалина выделяются верхняя крупноритмослоистая угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ) формация; верхняя крупноритмичная алевролитопесчаниковая (ВАП) формация, формация твердых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА), крупнофлишoidalнослоистая песчано-глинистая (ПГ) формация, неяснослоистая лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП) формация и верхняя вулканомиктовая (дацит-базальтовая) формация (ВВ).

ВЕРХНЯЯ КРУПНОРИТМОСЛОИСТАЯ УГЛЕНОСНО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ (ВУПГ) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталон ВУПГ формации (рис. 32, см. вкл.) полностью идентичен эталону НУПГ формации: ритмично переслаивающиеся между собой песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы и каменные угли часто промышленного значения. Идентичен не только состав, но и характер ритмичности. Среди ритмов преобладают трансгрессивные: грубозернистые отложения (песчаники, гравелиты и даже конгломераты) в основании ритмов вверх по разрезу постепенно сменяются более тонкозернистыми (алевролиты и аргиллиты) породами, среди которых чаще всего и появляются прослойки углистых сланцев и каменного угля. Выше, как правило со следами размыва, вновь появляются грубозернистые породы, относящиеся уже к следующему ритму.

Приведенному эталону отвечают отложения регионально развитой на южном Сахалине угленосной верхнеудуйской свиты, а на северном Сахалине — вагисской свиты Энгизпальского района, большей части верхнелангерийской свиты Рыбновского района и средней (угленосной) части дагинской свиты Дагинского района.

Достаточно разнообразны и сложны взаимоотношения ВУПГ формации с соседними формациями. В западной системе прогибов ВУПГ формация залегает на подстилающих отложениях чаще всего со следами размыва и стратиграфического перерыва (рис. 33): в Невельском и частично Александровском районах — на формации ААП, в Чеховском, Макаровском и Александровском районах — на СВ формации, в Смирныховском и Бошняковском районах — на формации КАА. Постепенный переход между ВУПГ формацией и подстилающими образованиями отмечается к северу от г. Александровска и на большей части территории Тымь-Поронайской депрессии (на ПК формации), а также в Углегорском и Красногорском районах (преимущественно на формации ААП и частично на формациях СВ и КАА).

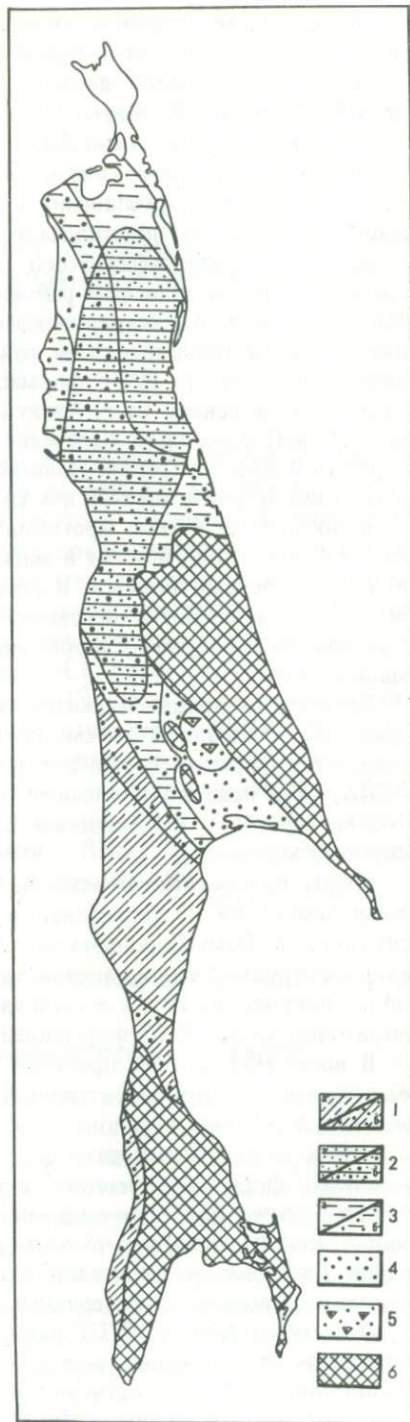
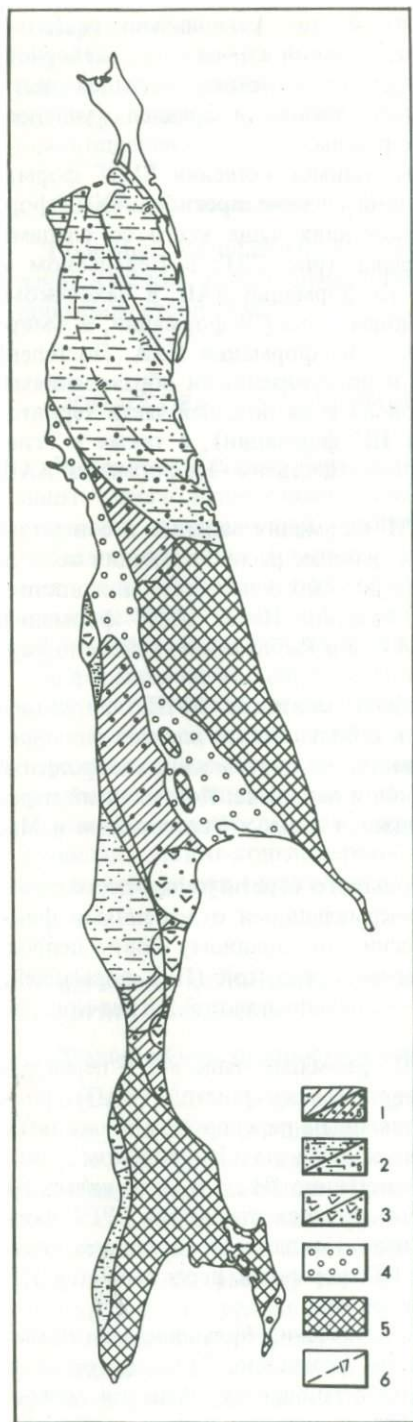
В восточной системе прогибов ВУПГ формация залегает в основном на НАП формации, причем в западных районах распространения последней — со следами размыва и стратиграфического перерыва, а в восточных — с постепенным переходом. В бассейне Ныша ВУПГ формация с размывом перекрывает формацию КАА, а в Рыбновском районе — формацию ГАА.

Несколько проще характер верхнего контакта ВУПГ формации (рис. 34). В западной системе прогибов в большинстве случаев она перекрывается формацией твердых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА), как правило со следами размыва и перерыва. Постепенный переход между этими формациями наблюдается лишь в Углегорском и Макаровском районах.

Следы повсеместного размыва и большого стратиграфического перерыва между ВУПГ формацией и перекрывающими отложениями фиксируются в Тымь-Поронайской депрессии: по западному борту депрессии — с крупнофлюиднослоистой песчано-глинистой (ПГ) формацией, по восточному борту и в осевой части — с неяснослоистой лигнит-конгломерато-песчаной (ЛКП) формацией.

В восточной системе прогибов ВУПГ формация чаще всего перекрывается верхней крупноритмичной алевролитопесчанистой (ВАП) формацией: в восточных районах — с постепенным переходом, а в западных и южных — со следами размыва. В Катанглийском и Рыбновском районах ВУПГ формация сменяется непосредственно ПГ, а в Энгизпальском районе — даже ЛКП формациями. В этих случаях отложения ВУПГ формации, как правило, несут следы размыва. Исключение составляет лишь район Байкальской депрессии, где ВУПГ формация перекрывается ПГ формацией, видимо, с постепенным переходом.

Относимые нами к ВУПГ формации отложения большинством исследователей на основании остатков флоры (комплекс *Traza borealis*) и положения в разрезе датируются средним миоценом (Решения межведомственного совещания..., 1961). К этому следует, однако, добавить,



что возраст границ формации существенно асинхронен. Так, возраст нижней границы формации в западной системе прогибов в самом общем виде несколько омолаживается в направлении с запада на восток (от центральных частей прогибов к их бортам). Исключение могут составлять лишь районы Тымь-Поронайской депрессии, где угленакпление в отдельных наложенных прогибах, возможно, началось значительно раньше, чем на остальной территории.

Омолаживается возраст нижней границы ВУПГ формации и в восточной системе прогибов за счет размыва, предшествовавшего образованию формации, но уже в направлении с востока на запад.

Асинхронна и верхняя граница ВУПГ формации. В западной системе прогибов асинхронность связана с размывом отложений формации, вызванным позднемиоценовой трансгрессией, а в восточной — предполагаемым замещением верхних горизонтов ВУПГ формации ВАП формацией. В последнем случае верхняя граница ВУПГ формации, очевидно, должна испытывать некоторое омоложение с востока на запад.

К сожалению, определение возраста границ формаций в большинстве случаев находится за пределами точности биостратиграфического метода, а более точными методами мы пока не располагаем.

Вещественный состав

Аналогично с НУПГ формацией ВУПГ формация сложена почти исключительно породами терригенного ряда: от мелкогалечных конгломератов до аргиллитов и глин включительно. Кроме того, для нее также характерны прослойки каменного угля, углистых сланцев и сидеритовые конкреции. В различных районах развития ВУПГ формация несколько отличается по вещественному составу и особенностям строения.

Р и с. 33. Схема взаимоотношения ВУПГ формации с подстилающими образованиями

1 — районы залегания ВУПГ формации на формации КАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы залегания ВУПГ формации на формациях ААП и НАП: а — согласного, с постепенным переходом; б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 3 — районы залегания ВУПГ формации на СВ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 4 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ВУПГ формации на ПК формации; 5 — области сноса; 6 — палеоизохроны (в млн. лет) нижней границы ВУПГ формации

Р и с. 34. Схема взаимоотношения ВУПГ формации с перекрывающими образованиями

1 — районы залегания формации КДА на ВУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы залегания ВАП формации на ВУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 3 — районы залегания ПГ формации на ВУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 4 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда с угловыми и азимутальными несогласиями) залегания ЛКП формации на ВУПГ формации; 5 — районы несогласного (стратиграфического, углового и азимутального) залегания ВВ формации на ВУПГ формации; 6 — области сноса

В западной системе прогибов в Александровском районе нижняя половина формации выражена характерными для нее отчетливыми неполными трансгрессивными ритмами. Каждый ритм начинается, как правило, с мелкогалечных конгломератов или гравелитов, постепенно и последовательно сменяющихся вверх по разрезу песчаниками, алевролитами и аргиллитами. К последним чаще всего приурочены прослой углистых сланцев и каменного угля. Выше с резким волнистым контактом, свидетельствующим о размыве, залегают мелкогалечные конгломераты или гравелиты, отвечающие началу нового ритма.

Верхняя половина ВУПГ формации в отличие от нижней сложена более тонкозернистыми породами. Составляющие ее ритмы чаще всего начинаются не с конгломератов и гравелитов, а с песчаников. Прослой каменных углей имеют рабочую мощность. В средней части формации выделяется сравнительно небольшая (порядка 100 м) пачка песчано-алевролитовых пород с остатками морской фауны моллюсков.

Более глинистым становится разрез ВУПГ формации южнее, в Бошняковском и Лесогорском районах. В составляющих формацию ритмах здесь почти не встречаются конгломераты и гравелиты (исключение составляют небольшие прослой в самых низах формации), а алевролиты и аргиллиты, слагающие верхние части ритмов, резко преобладают над песчаниками, залегающими в основании ритмов. В разрезе по р. Августовке в верхах формации отмечаются прослой мелко- и среднезернистых глауконитовых песчаников. В разрезе по р. Просторной среди алевролитов и аргиллитов в средней части формации прослеживается до семи горизонтов сидеритовых конкреций ромбоэдрической и караваяобразной форм, отмечается большое число прослоев каменного угля до 3 м мощности. В верхней части формации в глинистых песчаниках и алевролитах встречаются остатки морской фауны моллюсков.

Близкими особенностями состава и строения характеризуется ВУПГ формация и в Углегорском районе. Она достигает здесь наибольшей для западного побережья Сахалина мощности (до 1000 м) и содержит наибольшее число прослоев каменного угля мощностью 0,5–6 м.

Южнее ВУПГ формация становится постепенно более грубозернистой и резко сокращается в мощности. В Красногорском районе в низах формации в основании ритмов вновь появляются крупные прослой конгломератов и гравелитов, а немногочисленные прослой каменного угля встречаются лишь в верхней половине формации, где алевролиты и аргиллиты в ритмах все еще преобладают над песчаниками. В самых верхних горизонтах формации появляются остатки морской фауны моллюсков.

В Чеховском районе мощность ВУПГ формации сокращается до 300 м. Она представлена в основном песчаниками с сидеритовыми конкрециями, редкими небольшими прослоями каменного угля и углистых сланцев, прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов в нижней части и остатками морской фауны — в верхней.

На п-ове Крильон ВУПГ формация по составу и строению сходна с таковой в Углегорском и Лесогорском районах: из ритмов почти исчезают конгломераты и гравелиты, алевролиты и аргиллиты преобладают над песчаниками, увеличивается число прослоев каменного угля (иногда промышленного значения), правда, мощность формации остается в пределах 300 м. Появляются прослой бентонитовых глин, сидеритовые конкреции. В верхах разреза встречаются породы с большим количеством пеплового материала и аутигенного глауконита.

Аналогичные изменения в составе и строении ВУПГ формации наблюдаются и в разрезах по восточному крылу Западно-Сахалинского антиклинория. В наиболее северных разрезах Оноро-Буюклинского участка низы ВУПГ формации состоят из ритмов, в которых резко преобладают песчаники, а в основании ритмов часто встречаются мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Прослой каменного угля и углистых сланцев редки и маломощны. Средняя часть формации представлена ритмами, в которых алевролиты и аргиллиты явно преобладают над песчаниками, прослой конгломератов и гравелитов редки, но, напротив, часты прослой каменного угля и углистых сланцев, отмечаются прослой бентонитовых глин. Еще более глинистой становится самая верхняя часть формации. Здесь, кроме того, часто появляются сидеритовые конкреции и остатки морской фауны.

Сходным характером с общей тенденцией в сторону увеличения тонкозернистых пород характеризуется разрез ВУПГ формации на Леонидовско-Тихменевском участке, где формация имеет наибольшую для западной системы прогибов мощность (около 1200 м). Далее к югу формация, постепенно сокращаясь в мощности, вновь становится в общем более грубозернистой. При этом сохраняется закономерная смена сравнительно грубозернистых пород (широко развиты песчаники в основании ритмов) в нижней части формации тонкозернистыми глинистыми (в ритмах преобладают алевролиты и аргиллиты) в верхней части формации. В самых верхах формации появляются остатки фауны морских моллюсков.

Мало чем отличаются вещественный состав и строение ВУПГ формации в восточной системе прогибов. Несколько шире развиты песчаники. Наиболее грубозернистой ВУПГ формация является в Рыбновском районе. Она сложена типичными для нее ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Резко преобладают рыхлые песчаники с частыми линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов в основании ритмов в нижней половине формации. Наибольшим числом прослоев углистых сланцев и бурых каменных углей характеризуется средняя часть формации. В низах и верхах формации угольные прослой редки и маломощны.

В восточном направлении ВУПГ формация становится более глинистой. Постепенно сокращаются мощности угольных прослоев и всей формации в целом. В разрезе по р. Даги довольно часты еще крупные прослой крупно- и даже грубозернистых косослоистых плотных песчаников иногда с линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов,

а в Катанглийском районе развиты преимущественно мелко- и тонкозернистые песчаники, заметно возрастает роль алевролитов и аргиллитов.

Песчаники — один из основных литотипов ВУПГ формации, особенно в восточной системе прогибов, где они, как правило, составляют не менее половины объема всей формации. В западной системе прогибов песчаники ВУПГ формации, за редким исключением (Чеховский район), не превышают 45% объема формации.

Чаще всего песчаники в составе ВУПГ формации образуют сравнительно крупные (до 15 м, а иногда и больше) прослои в основании ритмов. Окраска серая, светло-, голубовато- или зеленовато-серая, иногда буроватая с поверхности выветривания за счет сравнительно высокого содержания окислов железа.

Преобладают слабо сцементированные, почти рыхлые песчаники, но встречаются и плотные (известковистые), массивные, толстоплитчатые или косослоистые разновидности. Наряду с этим часто отмечаются песчаники с тонкой горизонтальной или волнистой сопряженной слоистостью, обусловленной изменением гранулометрического состава и распределением растительного детрита.

ВУПГ формации свойственны по существу все гранулометрические типы песчаников, но преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. В некоторых разрезах (восточных — западной системы прогибов, западных — восточной системы прогибов) заметно возрастает роль крупнозернистых песчаников. Терригенный материал отсортирован в целом слабо ($S_o = 4-7$), встречаются хлидолиты, рассеянный гравий и галька из кварца, кремнистых и эффузивных пород, обломки древесины, остатки листовой флоры, линзы гравелитов и алевроито-глинистых пород. В Углегорском, Красногорском, Чеховском и Невельском районах песчаники иногда содержат в значительном количестве вулканогенный материал — обломки вулканического стекла и эффузивных пород с микролитовой структурой основной массы. Сравнительно неплохо отсортированы песчаники ВУПГ формации в Катанглийском районе восточной системы прогибов ($S_o = 2,5-4$).

Обломочная часть (до 80% объема породы) состоит из кварца (до 45%), полевых шпатов (до 30%), обломков кварцитов (до 25%), кремнистых пород, хлорита и слюд. На Музыминской площади отмечается заметное преобладание ортоклаза и обломков кварцитов над плагиоклазами и обломками других пород. По классификации В.Д. Шутова, песчаники ВУПГ формации относятся в основном к полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам, реже к собственно грауваккам (см. рис. 19, табл. 23). Тяжелая фракция представлена рудными минералами (до 66,2%), лейкоксеном (3-32%), титансодержащими минералами (1-23%), цирконом (4-24%), гранатом (2-29%), эпидотом (0,1-17%), турмалином (0,5-2%), единичными зернами рутила, сфена и роговой обманки. Цемент глинистый, известково-кремнисто-глинистый, сидеритовый, по структуре — базальный, контактовый и поровый.

Алевролиты в среднем составляют около 30-35% объема ВУПГ формации. В западной системе прогибов они развиты несколько боль-

Таблица 23

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород ВУПГ формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
251	р. Новоселка	35	25	5	15	20	—	Полевошпат-кварцевая граувакка
253	”	25	20	10	15	20	10	Кварц-полевошпатовая граувакка
254	”	30	20	5	25	25	10	Полевошпат-кварцевая граувакка
	Музьма (скв. 13-сп)							
	839-840	40	7	20	10	20	—	То же
	851-854	35	5	15	20	20	—	”
	880-881	35	5	15	15	25	5	”
	Катангли (скв. 271)							
	739-745	46,5	20	22	11,5	—	—	Граувакковый аркоз

ше, чем в восточной. В отдельных разрезах западной системы прогибов они даже превышают половину объема формации (до 55% в Макаровском районе и 70% в Углегорском). Алевролиты образуют прослойки мощностью от нескольких сантиметров до нескольких (10-20) метров, иногда и больше. Окраска серая, темно-, голубовато-, реже зеленовато-серая или серая с коричневатым оттенком. Структура псаммит-алевритовая и алевритовая, текстура неориентированная, пятнистая или микрослоистая. Среди преобладающих слоистых алевролитов часто встречаются тонкослоистые, даже листоватые разновидности. Слоистость чаще всего обусловлена распределением обугленного растительного детрита.

Среди алевролитов ВУПГ формации встречаются обе их гранулометрические разновидности. Обломочная часть составляет до 70% объема породы. Отсортированность низкая, улучшающаяся в юго-восточном направлении в восточной системе прогибов и в западном направлении — в западной системе прогибов. В сравнительно плохо отсортированных крупнозернистых песчаных алевролитах мелкий песчаный материал иногда достигает 15%. По составу обломочной части алевролиты ничем существенно не отличаются от песчаников и относятся к тем же разновидностям граувакковых пород. Глинистая фракция сложена гидрослюдами и монтмориллонитом в различных количественных соотношениях. Цемент поровый или базальный, глинистый или карбонатно-глинистый.

Аргиллиты и глины в составе ВУПГ формации, как правило, не превышают 15% объема формации; они образуют совместно с алев-

ролитами крупные пачки из тонких прослоев в верхних частях ритмов. Иногда встречаются отдельные пласты однородных аргиллитов или глин мощностью до 15–20 м. Цвет темно-серый (до черного) с голубоватым, зеленоватым или коричневатым оттенком различной интенсивности. Наиболее темная окраска наблюдается в аргиллитах и глинах с большим содержанием обугленного растительного детрита и глобул пирита. На контакте с углями аргиллиты и глины нередко приобретают бурую или фиолетовую окраску. Структура алевропелитовая или пелитовая, текстура микрослоистая, пятнистая или однородная. Слоистая текстура обусловлена ориентированным расположением глинистых минералов, а пятнистая — расположением хлопьевидных агрегатов гидроокислов железа и гроздевидных скоплений глобул пирита.

Наиболее часто встречающиеся алевритовые и алевритистые аргиллиты содержат до 35% обломочного материала, состоящего из плагиоклаза, кварца и обломков кварцитов. Глинистая (пелитовая) часть полуминеральная — смесь каолинита, гидрослюд и монтмориллонита, в восточной системе прогибов — бейделлита и гидрослюд.

В западной системе прогибов в средней и верхней частях формации довольно часто встречаются прослои монофракционных высокодисперсных (фракция меньше 0,01 мм составляет 92,80–95,34%) и алевритистых бентонитовых глин (Смирныховский, Макаровский, Углегорский, Красногорский и Невельский районы), которые отличаются высокой пластичностью, светло-голубой или желтой окраской. Глинистая фракция сложена монтмориллонитом, образующим ориентированные агрегаты веерообразной формы. Монтмориллонитовый состав глин подтверждается результатами термического (см. рис. 23), рентгеноструктурного и химического (высокие содержания SiO_2 — 55,73–64,10% и гигроскопической воды — 11,09–16,97% и низкие содержания Al_2O_3 — 13,81–18,59% и K_2O — 0,02–0,33%) анализов. Отдельные прослои бентонитовых глин отличаются повышенной карбонатностью. Содержание CaCO_3 в них составляет 26,05–55,62%.

Наряду с бентонитовыми изредка встречаются (пос. Взморье) прослои каолинитовых глин.

Каменные угли и углистые сланцы в ВУПГ формации составляют от 1 до 2,3% общей мощности, они образуют прослои от нескольких сантиметров до нескольких метров. В отдельных случаях (Бошняковское, Горнозаводское, Тихменевское месторождения) мощность угольных пластов превышает 10 м, а на Вахрушевском месторождении один из пластов достигает 30 м. Сильно меняется количество угольных прослоев в различных разрезах формации. Для западной системы прогибов наибольшее число (до 30) угольных прослоев насчитывается в Углегорском районе, где ВУПГ формация имеет максимальную мощность. В восточной системе прогибов такой прямой зависимости между мощностью формации и числом угольных прослоев нет. В Рыбновском районе насчитывается 14 угольных прослоев, в Дагинском — 18, а в Катанглийском — 20.

Угольные прослои и пласты чаще всего имеют сложное строение и залегают среди аргиллитов и алевролитов верхних частей ритмов. Про-

стые однородные пласты угля редки. По простиранию они зачастую расщепляются или усложняются линзовидными прослоями алевролитов, глин, углистых сланцев, реже песчаников. Исходным материалом для каменных углей ВУПГ формации были остатки наземных высших растений и в значительно меньшей мере — водорослей (История неогенового угленакопления..., 1963); эти угли относятся к гумусовым или сапропелево-гумусовым.

Гравелиты и конгломераты в ВУПГ формации встречаются в основном в виде тонких (не более 1 м) часто линзовидных прослоев в основании ритмов в нижней части формации. Сравнительно чаще прослои гравелитов и конгломератов встречаются в составе ВУПГ формации в Александровском районе, а в разрезе по р. Южная Хандаса на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинория в основании формации хорошо выделяется 60-метровая пачка, в которой насчитывается шесть—семь прослоев мелкогалечных и даже среднегалечных конгломератов мощностью от 0,3 до 3—4 м. Сравнительно хорошо окатанные галька и гравий состоят из кварцитов, яшм, различных метаморфических сланцев, эффузивных и кремнистых пород.

Конкреции, в основном сидеритовые, часто встречаются среди аргиллитов и алевролитов ВУПГ формации, иногда образуют достаточно выдержанные горизонты (семь горизонтов в разрезе по р. Просторной в Бошняковском районе). Форма округлая, шаровидная, овально-линзовидная, ромбоэдрическая; размер — до 0,5 м. Содержание FeCO_3 составляет 51,57—72,90%, CaCO_3 — 2,83—6,67%, MgCO_3 — 1,70—5,25%, MnCO_3 — до 3,4%.

Условия образования

Палеогеографические. Особенности вещественного состава (широкое развитие в низах формации грубозернистых образований: крупнозернистых косослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов), часто встречающиеся по всему разрезу прослои каменного угля и углистых сланцев, обилие обуглившихся растительных остатков (включая листовую флору и даже обломки ветвей и стволов), многочисленные сидеритовые конкреции, редкие остатки пресноводной фауны моллюсков свидетельствуют, что большая часть отложений ВУПГ формации накапливалась в субконтинентальных (пресноводных) условиях: фации речные (русловые и прирусловых отмелей, пойменные), озерные (прибрежно-озерные и речных выносов в озера, затишных участков озер и заболачивающихся озер) и болотные (торфяников и зарастающих болот) (История неогенового угленакопления..., 1963). Исключение составляют небольшая верхняя часть и отдельные горизонты в средней части формации, образовавшиеся (судя по многочисленным остаткам фауны моллюсков) в полупресненых, солоноватоводных лагунах или прибрежно-морских условиях: фации дельтовые, пересыпей, кос или баров, зон волнений морского побережья, слабых течений морских заливов, застойных частей лагун и заливов (История неогенового угленакопления..., 1963).

В целом для ВУПГ формации Сахалина характерна постепенная, более или менее общая смена (вверх по разрезу) континентальных фаций морскими, хотя отдельные районы и отличаются некоторыми специфическими особенностями. Так, в сугубо континентальных условиях, судя по относительно большей грубозернистости отложений и отсутствию остатков морской фауны, формировалась ВУПГ формация в Тымь-Поронайской депрессии, Рыбновском и Энгизпальском районах. И наоборот, в непосредственном соседстве с часто ингрессировавшим морем накапливалась ВУПГ формация в Дагинском и Катанглийском районах восточной системы прогибов, Александровском, Бошняковском, Лесогорском и Углегорском районах западной системы прогибов, о чем свидетельствуют остатки фауны моллюсков в межугольных слоях в верхней, средней, а иногда и нижней (Дагинский район) частях формации (История неогенового угленакпления..., 1963). К промежуточным между двумя этими типами относятся остальные районы распространения ВУПГ формации (Макаровский, Горнозаводский и др.), в которых единичные прослои с остатками морской фауны встречаются лишь в верхней части формации.

Характер распространения и особенности гранулометрического и вещественного состава ВУПГ формации показывают, что источником исходного для нее материала в пределах Сахалина служили мезозойско-палеозойские образования Восточно-Сахалинского (в центральной части) и Сусунайского (в южной части) хребтов. Для северных районов Сахалина в целом, в особенности для восточной системы прогибов, основным источником исходного материала являлась обширная область сноса на месте Сихотэ-Алиня. В направлении перечисленных областей сноса отчетливо "грубеет" состав ВУПГ формации (растут число прослоев и мощность грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов в основании ритмов, увеличивается размер обломков, уменьшаются отсортированность и окатанность обломочного материала); морские фации постепенно исчезают и полностью замещаются континентальными; обломочный материал по составу становится идентичным развитым в них мезозойско-палеозойским образованиям (кварциты, яшмы, метаморфические сланцы); в основании ВУПГ формации появляются следы подстилающей ее ПК формации (60-метровая пачка песчано-конгломератных образований по р. Южная Хандаса).

Поэтому кажется сомнительным существование во время образования ВУПГ формации крупных резко расчлененных (гористых) областей сноса на месте Западно-Сахалинского хребта (История неогенового угленакпления..., 1963), так как в смежных разрезах формации отсутствуют конгломераты и гравелиты, состоящие из пород аспидной песчано-глинистой и особенно эффузивно-кремнистой мегаформаций.

Палеогеографическая обстановка периода образования ВУПГ формации представляется в следующем виде. На месте Восточно-Сахалинского хребта в центральной части Сахалина и Сусунайского хребта в южной части возвышались низкогорные массивы, у подножия которых аккумуляровались грубообломочные образования конусов речных выносов. Параллельно низкогорному массиву на месте Восточно-Сахалинского

хребта, к западу от него, протягивалась узкая прерывистая полоса небольших эрозионно-тектонических останцев, вокруг которых также формировались небольшие шлейфы грубозернистых отложений речных выносов. Остальная территория Сахалина вокруг горных массивов и останцов представляла сильно выровненную эрозионными процессами и морскими трансгрессиями предгорную равнину. Равнина, полого понижаясь от массивов, постепенно переходила в озерно-болотистую приморскую низменность. Еще дальше на ней появлялись периодически осушавшиеся лагуны и заливы, в которые впадали стекавшие с массивов многочисленные ручьи и речки. И наконец, за лагунами и заливами начинался полуоткрытый мелководный морской бассейн — преддверие открытого моря.

Обстановка открытого моря существовала на Сахалине во время образования ВУПГ формации лишь на п-ове Шмидта и в Охинском районе. Условия периодически осушавшихся лагун и полуоткрытых морских заливов, иногда сменявшихся прибрежно-морскими условиями (в связи с кратковременными ингрессиями моря), длительно сохранялись в пределах Углегорского района западной системы прогибов, Дагинского и Катанглийского районов восточной системы прогибов. В Александровском, Бошняковском, Лесогорском, Красногорском, Горнозаводском и Макаровском районах такие условия установились в основном лишь на завершающей стадии накопления образований ВУПГ формации. Остальная, большая часть отложений формации формировалась в этих районах в условиях озерно-болотной приморской низменности.

Территория Рыбновского и Энгизпальского районов представляла обширную сильно разветвленную и заболоченную дельту крупной реки (предполагаемый палео-Амур), многочисленные протоки которой несли свои воды в расположенные восточнее лагуны и заливы. Озерно-болотистая предгорная равнина занимала большую часть территории Тымь-Поронайской депрессии. Лишь сильно сглаженная гряда эрозионно-тектонических останцев, вытянутых параллельно горному массиву на месте Восточно-Сахалинского хребта, возвышалась над этой равниной. Слабо всхолмленная равнина отделяла приморскую заболоченную низменность на месте Горнозаводского района от подножия горного массива на месте Сусунайского хребта, но в отличие от районов Тымь-Поронайской депрессии эта равнина была более приподнятой, лишенной многочисленных болот и озер, и не осложнялась эрозионно-тектоническими останцами. Здесь шла слабая эрозионно-нивелирующая деятельность разветвленной речной сети, бравшей начало с горного массива на месте Сусунайского хребта.

Анализ растительных отпечатков и спорово-пыльцевых комплексов (История неогенового угленакопления..., 1963) подтвердил ранее высказанное А.А. Капицей мнение об умеренно теплом и влажном климате (с отчетливой широтной и вертикальной зональностью) на территории Сахалина во время образования ВУПГ формации. На южном Сахалине климат был близок к современному климату юго-западной части Японии. Широким распространением здесь пользовались разнообраз-

разные по видовому составу широколиственные леса, иногда с представителями тропической флоры (*Magnolia*, *Ilex*, *Rhus*). В северном направлении тропические виды постепенно исчезали, беднее становилась растительность широколиственных лесов, заметно возрастала роль хвойных пород.

Хвойными растениями (*Tsuga*, *Picea*, *Pinus*) и папоротниками в подлеске были покрыты вершины и склоны наиболее высоких горных массивов на месте Сусунайского и Восточно-Сахалинского хребтов. Ниже по склонам до подножия гор и на большей части окружающей горы равнины росли смешанные широколиственные леса, состоявшие из ореха, гикори, граба, бука, ильма, каштана, ликвидамбара и некоторых других представителей умеренной листопадной флоры (История неогенового угленакопления..., 1963). Берега рек и озер были заняты ольшаниками, гидрофильными травами и папоротниками, а заболоченные участки — болотным кипарисом.

Палеотектонические. Почти повсеместное на Сахалине распространение ВУПГ формации (см. рис. 32), пресноводно-континентальные, лагунные, реже прибрежно-морские условия образования слагающих ее отложений в отличие от сравнительно глубоководных морских условий формирования подстилающих образований, регионально выраженные следы размыва на контакте ВУПГ формации с подстилающими формациями свидетельствуют о более или менее общем, но дифференцированном подъеме территории острова, непосредственно предшествовавшем образованию ВУПГ формации. Следы размыва, почти повсеместно фиксирующиеся на контакте ВУПГ формации с подстилающими отложениями (см. рис. 33), говорят о том, что в результате подъема территория Сахалина почти полностью была выведена из-под уровня моря и подверглась размыву. Исключение составляли лишь центральные части северного прогиба западной системы прогибов (Углегорский район) и северного прогиба восточной системы прогибов (п-ов Шмидта, Охино-Эхабинский район), где ВУПГ формация согласно (с постепенным переходом) сменяет предшествующие ей отложения СВ, АПП, КАА (Углегорский район) и НАП (Охино-Эхабинский район) формаций эффузивно-кремнистой мегаформации, либо постепенно замещаясь (выклиниваясь), полностью выпадает из разреза (п-ов Шмидта). Столь отчетливые, причем регионально выраженные следы подъема привели к выделению обусловивших подъем тектонических движений в так называемую алеутскую фазу складчатости (Плешаков, 1938), "эпоху диастрофизма" (Капица, 1963а, б) или среднеамплитудный этап поднятия (Мельников, 1970). В последнем случае эти движения определяются только как волновые.

Подъем Сахалина, вызванный алеутским этапом среднеамплитудного поднятия, был явно недолгим и неодинаковым. Наибольшему подъему подверглись районы Восточно-Сахалинского хребта в центральной части и Сусунайского хребта в южной части Сахалина, отвечающие в самом общем виде наиболее приподнятым (присводовым) частям одноименных позднемезозойских (меловых) антиклинорий. В результате подъема и сопровождающих подъем блоковых подвижек

эти сильно разрушенные (выположенные) эрозией и морскими трансгрессиями (олигоценовой и раннемиоценовой) районы вновь превратились в резко расчлененные горные массивы, по высоте, размерам, конфигурации и местоположению мало чем уступающие существовавшим на их месте горным массивам, сформированным в позднемеловое — раннепалеогеновое время камчатским крупноамплитудным этапом поднятия. За счет резко усилившейся эрозии у подножия массивов возобновилось формирование грубообломочных образований ПК формации. Окружающая массивы сглаженная предгорная равнина, сложенная в основном породами эффузивно-кремнистой мегаформации и выведенная из-под уровня моря, начала размываться. Однако не везде тектонические движения алеутского этапа среднеамплитудного поднятия выразились в подъеме территории. В Углегорском районе они привели лишь к замедлению опускания и постепенной смене морских условий прибрежно-морскими и субконтинентальными, а в Охино-Эхабинском районе и на п-ове Шмидта не сказались даже в такой форме. Здесь сохранились морские относительно глубоководные условия осадконакопления формации КАА.

Сменившее подъем дифференцированное опускание, медленно нараставшее (во времени и от прогибов к поднятиям в пространстве), привело к формированию на выведенной из-под уровня моря и частично размытой равнинной части Сахалина сначала пресноводно-континентальных, лагунных, а затем и прибрежно-морских образований ВУПГ формации. Такой характер отложений ВУПГ формации свидетельствует о примерной компенсированности прогибания осадконакоплением, что дает возможность использовать карту мощностей формации (см. рис. 32) для суммарной количественной оценки проявившихся волновых тектонических движений.

Наибольшее опускание в западной системе прогибов, судя по этой карте, испытал северный прогиб, в центральной части которого (широта Углегорск—Поронайск) мощность отложений ВУПГ формации составляет 1000—1200 м. К периферии прогиба выраженная в мощности амплитуда компенсированного прогибания уменьшается до 540 м в районе пос. Бошняково, 480 м в районе г. Александровска, 300—350 м в районе г. Красногорска. Большими, хотя и сугубо ориентировочными значениями (до 1200 м) оценивается мощность ВУПГ формации к востоку от осложнявшей восточный борт прогиба гряды эрозионно-тектонических останцов вдоль Тымь-Поронайской депрессии. Правда, в этом случае значительная часть принимаемых в расчет отложений может относиться к другим формациям, подстилающим ВУПГ формацию, в частности к ПК формации. Кроме того, не исключается, что отделяющее гряду эрозионно-тектонических останцов от горного массива Восточно-Сахалинского хребта понижение имеет грабенообразный характер и относительно древний возраст заложения, в связи с чем здесь и образовалась столь значительная по мощности ВУПГ формация.

В отличие от северного центральная часть южного прогиба западной системы располагалась, видимо, западнее современных очертаний острова. Вдоль восточного борта этого прогиба, занимавшего западное по-

бережье Сахалина от г. Томари на севере до пос. Перепутье на юге, характеризующая амплитуду прогибания мощность ВУПГ формации составляет всего лишь около 300 м. Остальная часть территории восточного борта этого прогиба, вплоть до подножия горного массива на месте Сусунайского хребта, являлась в это время областью сноса.

В восточной системе прогибов центральная часть наиболее отчетливого, северного прогиба располагалась, очевидно, также за пределами острова (к востоку от Охино-Эхабинского района), где продолжалось непрерывное накопление относительно глубоководных морских отложений формации КАА. Максимальные мощности (1000—1100 м) ВУПГ формации в Рыбновском и Энгизпальском районах соответствуют западному борту прогиба, испытывавшему непрерывное опускание с устойчивым сохранением пресноводно-континентальных (дельтовых) условий осадконакопления, обусловивших образование угленосных отложений ВУПГ формации.

Приведенные данные показывают, что структурный план во время образования ВУПГ формации, несмотря на некоторые, иногда существенные изменения, оказался в общем унаследованным от предшествующего периода образования формаций эффузивно-кремнистой и даже песчано-глинистой мегаформаций (раннемиоценовый и палеогеновый этапы прогибания), хотя и отвечает новому, миоцен-плиоценовому этапу прогибания, отделенному от предшествующих алеутским этапом среднеамплитудного поднятия. Сохранили свое значение и примерное местоположение почти все прогибы обеих систем (западной и восточной), хотя в отличие от прогибов предшествующего раннемиоценового этапа, имевших узкие удлинённые очертания и отчетливое север-северо-западное простирание осевых частей, прогибы периода образования ВУПГ формации, судя по мощностям, имели более изометричные очертания и преобладающее субмеридиональное простирание. Некоторые из прогибов испытали миграцию осевых частей в сторону от смежных поднятий.

Однако следует иметь в виду, что эти отличия могут носить кажущийся характер в связи с неадекватностью положения осевых частей прогибов с максимальными мощностями выполняющих их формаций, в том числе и ВУПГ формации. Важной особенностью периода образования ВУПГ формации является впервые четко определившаяся непосредственная связь западной и восточной систем прогибов, соединившихся в Александровском районе и полностью отделивших внутрисахалинские области сноса (поднятия) от материковых.

В целом унаследованными оказались не только прогибы, но и поднятия. Центральное поднятие, частично отделявшее западную систему прогибов от восточной, охватывало всю территорию Восточно-Сахалинского хребта. Однако Тымь-Поронайская депрессия, являвшаяся в предшествующее время областью сноса, превратилась в область интенсивного осадконакопления. Зато в поднятия оказались вовлеченными более восточные районы (Пограничный район).

Существенно увеличилось в размерах и южное поднятие с мезозойско-палеозойскими образованиями Сусунайского хребта в наиболее приподнятой части. В отличие от центрального поднятия оно существенно

расширилось за счет западных районов, охватив всю Сусунайскую депрессию и прилегающую к ней значительную часть Западно-Сахалинского хребта и п-ова Крильон. Томари-Ильинский район, разделявший северный и южный прогибы западной системы, являлся, видимо, северо-западной периклиналью южного поднятия.

Помимо волновых тектонических движений, в формировании ВУПГ формации заметное участие принимали и колебательные движения, выразившиеся в свойственной этой формации отчетливой крупной ритмичности слагающих ее пород.

Полезные ископаемые

Аналогично НУПГ формации богата каменным углем и ВУПГ формация. Многие месторождения разрабатываются, другие — ждут своего часа. Наиболее крупные многопластовые месторождения каменного угля связаны с отложениями ВУПГ формации западной системы прогибов. В Углегорском районе в составе ВУПГ формации насчитывается до 27 пластов каменного угля, из них 19 имеют рабочую мощность. Мощность промышленно разрабатываемых пластов составляет в среднем 1—3 м, но встречаются и 10—12-метровые пласты, а в Макаровском районе (Вахрушевское месторождение) мощность разрабатываемого пласта каменного угля достигает 30 м. Исчерпывающие сведения по угленосности ВУПГ формации приведены в крупной монографии Б.А. Сальникова с соавторами (История неогенового угленакопления..., 1963).

Ждут специального изучения, оценки и использования связанные с отложениями ВУПГ формации бентонитовые глины (месторождения Вахрушевское, Тихменевское и др.). Несомненный интерес представляет формация и на германий. Наконец, нельзя исключить ее и из числа вероятно нефтегазоносных. Об этом свидетельствуют нефтегазопроявления, повышенная битуминозность битумоидами эпигенетического происхождения, наличие песчаных пластов с хорошими коллекторскими свойствами (пористость 29,5—37,5%, проницаемость до 284 мД).

ВЕРХНЯЯ КРУПНОРИТМИЧНАЯ АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (ВАП) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталон ВАП формации (рис. 35) полностью идентичен эталону НАП формации: переслаивающиеся в виде крупных (мощностью до 150 м) ритмов песчаники, алевролиты и аргиллиты с резким преобладанием песчаников.

К ВАП формации, развитой исключительно на северном Сахалине, относятся отложения надугленосной подсвиты дагинской свиты в Дагинском и Катанглийском районах, корчевской и сертунайской свит в Тымовском районе.

Почти повсеместно ВАП формация подстилается ВУПГ формацией: в Дагинском и Катанглийском районах — с постепенным переходом,

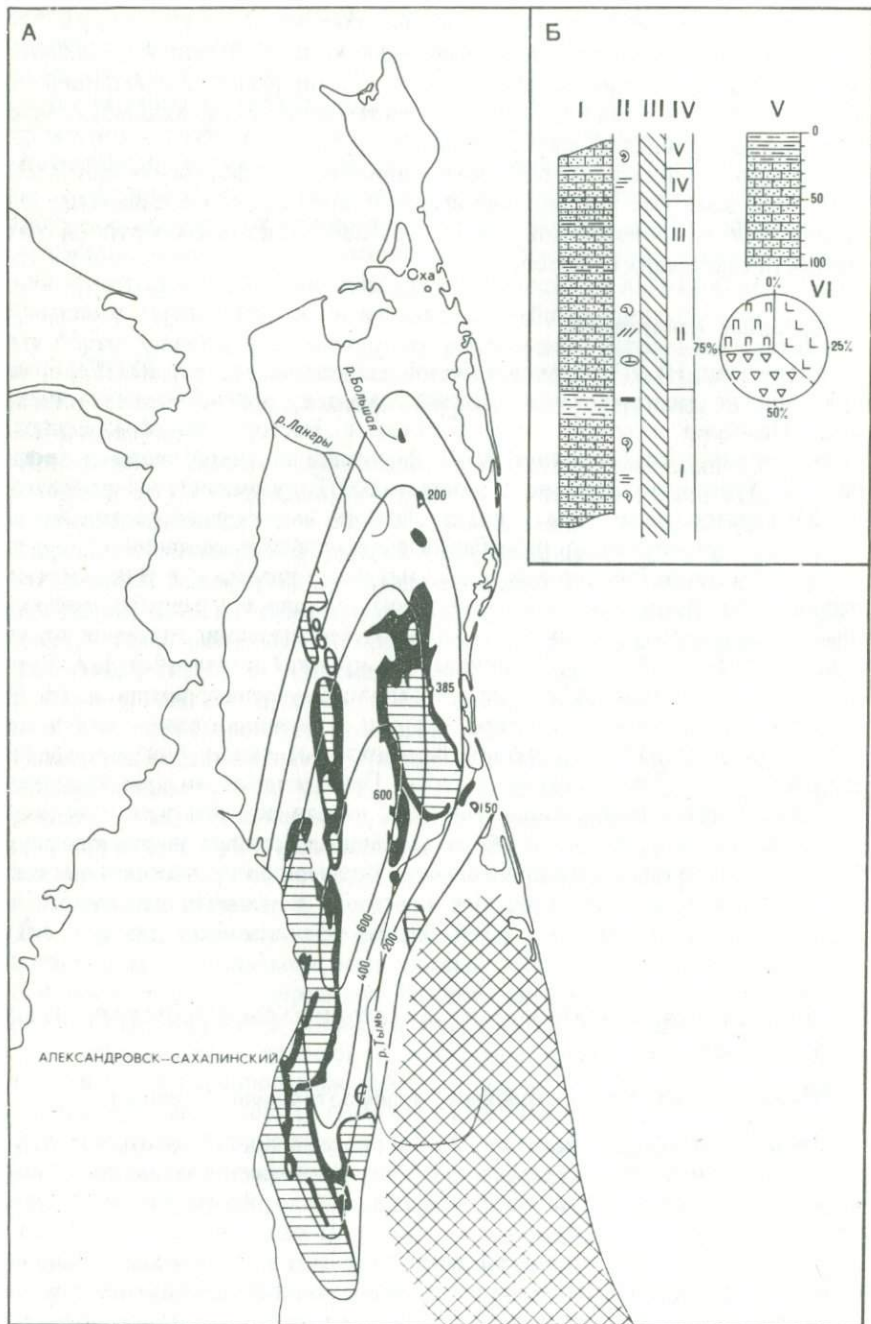


Рис. 35. Карта (А) и эталон (Б) ВАП формации. Условные обозначения см. на рис. 1

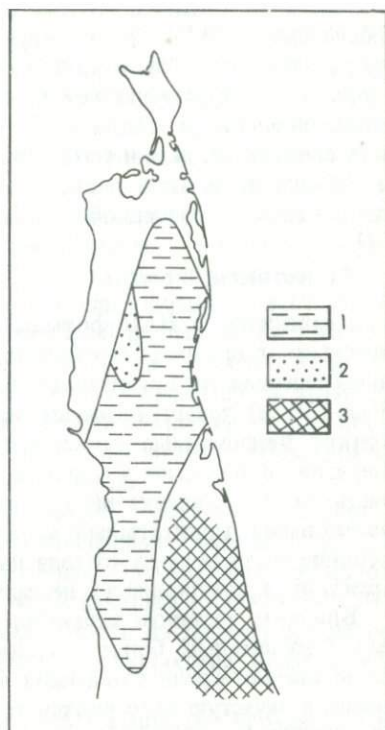
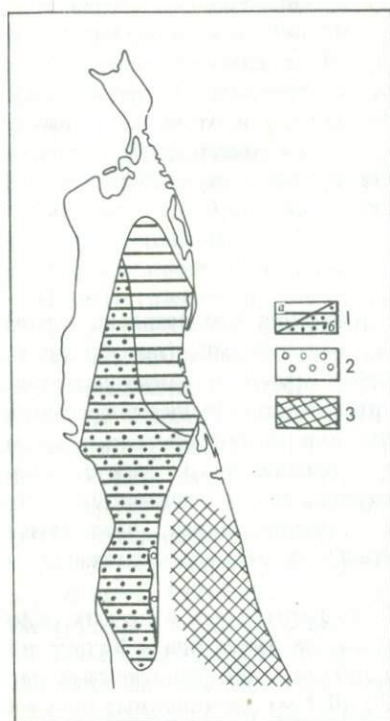


Рис. 36. Схема взаимоотношения ВАП формации с подстилающими образованиями

1 — районы залегания ВАП формации на ВУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ВАП формации на ПК формации; 3 — области сноса

Рис. 37. Схема взаимоотношения ВАП формации с перекрывающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ПГ формации на ВАП формации; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на ВАП формации; 3 — области сноса

в Тымовском и, предположительно, Энгизпальском районах — с небольшим размывом (рис. 36). По восточному борту Тымь-Поронайской депрессии, где в разрезе отсутствует ВУПГ формация, ВАП формация согласно залегает непосредственно на ПК формации.

На большей части территории своего распространения ВАП формация согласно (с постепенным переходом) перекрывается крупнофлюиднослоистой песчано-глинистой (ПГ) формацией, а там, где последняя отсутствует (Энгизпальский район), — неяснослоистой лигнит-конгломерато-песчаной (ЛКП) формацией (рис. 37).

Возраст относимых нами к ВАП формации отложений определяется по обильным остаткам фауны моллюсков как поздний миоцен (Решения межведомственного совещания..., 1961).

Смена (иногда со следами размыва) пресноводно-континентальных образований ВУПГ формации прибрежно-морскими отложениями ВАП формации является результатом обширной позднемиоценовой трансгрессии, распространявшейся, очевидно, от прогибов (областей осадконакопления) к поднятиям (областям сноса); в этом же направлении следует ожидать и постепенного омоложения границ ВАП формации: с востока на запад — в восточной системе прогибов и, наоборот, с запада на восток — в западной системе прогибов.

Вещественный состав

Аналогично с НАП формацией ВАП формация представлена исключительно породами терригенного ряда: песчаниками (преобладают), алевролитами и аргилитами, образующими крупные (мощностью до 100—150 м) трансгрессивные ритмы. В песчаниках изредка встречаются тонкие линзовидные прослои гравелитов или мелкогалечных конгломератов. В наиболее изученном разрезе формации по р. Даги большая часть ритмов сложена мелко- или среднезернистыми песчаниками с известковыми конкрециями и остатками морской фауны. Лишь самые верхние части ритмов состоят из сравнительно тонко переслаивающихся аргилитов, алевролитов и песчаников.

Близким составом характеризуется ВАП формация и в других районах. Относительно более грубозернистый состав имеет она в Катанглийском районе. Среди слагающих крупные ритмы слабо уплотненных песчаников зачастую встречаются тонкие (0,1—0,2 м) линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Резко сокращаются число прослоев и суммарная мощность слагающих верхние части ритмов алевролитов и аргилитов.

Песчаники — резко преобладающий в составе ВАП формации литотип (до 74% объема формации в Дагинском районе и до 85% — в Катанглийском районе). Чаще всего образуют крупные (мощностью до 20—100 м) более или менее однородные пластовые тела, хотя встречаются и в виде тонких прослоев. Цвет серый, светло- или желтовато-серый, реже темно-серый. Различаются две разновидности песчаников: сравнительно плотные известковистые (преобладают в Дагинском районе) и слабо уплотненные, почти рыхлые (широко распространены в Катанглийском районе). Первые чаще всего массивные, косослоистые (с глыбовой отдельностью) или плитчатые с обильными остатками раковин моллюсков (до образования линзовидных прослоев ракушняков). Вторые, как правило, неслоистые или неяснослоистые с рассеянной галькой и гравием.

Наиболее распространены среди песчаников ВАП формации мелко- и среднезернистые песчаники. В Дагинском районе эти две примерно в равном количестве встречающиеся разновидности сравнительно плохо отсортированы (S_o больше 5—5,5). Значительно лучше отсортированы преобладающие в Катанглийском районе мелкозернистые песчаники ($S_o = 3—4,5$).

Обломочная часть сложена кварцем (35—40%), обломками кремнистых (20—25%) и осадочных (10—15%) пород, калиевым полевым

шпатом (15–25%), средними и основными плагиоклазами (3–8%), обломками кварцитов (3–5%) и основных туфов (до 5%); встречаются единичные зерна моноклинного пироксена и хлорита. По классификации В.Д. Шутова, песчаники принадлежат к полевошпат-кварцевым грауваккам.

Тяжелая фракция, по данным А.С. Владимирова, состоит из циркона (2–39%), граната (5–23%), титансодержащих минералов (4–9,2%), турмалина (0,2–3,4%) и сфена (1,6–2,7%). В песчаниках, относимых нами к верхней части ВАП формации, Л.А. Зиндель, а позднее П.С. Никоновым отмечается появление в большом количестве эпидота.

Цемент глинистый, известково-глинистый или глинисто-известковый.

Алевриты составляют в разрезах ВАП формации от 3 до 23% ее объема. Чаще всего образуют сравнительно тонкие прослои в пачках переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов и аргиллитов, слагающих верхние части ритмов. Крупные пласты однородных алевролитов редки. Некоторое исключение составляет 40-метровый пласт песчаных алевролитов в Дагинском разрезе.

Алевролиты серые, иногда желтовато-серые, оскольчатые, тонко- или косослоистые. Отсортированность относительно высокая ($S_o = 2-3,5$), особенно в Катанглийском районе. Сравнительно плохо отсортированы близкие к хлидолитам (песчаная фракция составляет 42,5%) алевролиты упомянутой выше 40-метровой пачки из Дагинского разреза. По составу обломочной части и цементу алевролиты ВАП формации мало чем отличаются от песчаников.

Аргиллиты и глины в составе ВАП формации играют подчиненную роль (4–12% объема формации). Встречаются преимущественно в виде тонких (не более 2 м) прослоев (отдельные пласты в Катанглийском районе достигают 10 м мощности) в верхних частях ритмов. Окраска серая, зеленовато- или синевато-серая, иногда черная за счет рассеянных многочисленных обугленных растительных остатков. Довольно высока (до 30–43%) примесь алевролитовых и даже псаммитовых частиц. Состав глинистых минералов гидрослюдисто-бейделлитовый.

Гравелиты и конгломераты (мелкогалечные) в ВАП формации встречаются в песчаниках в виде редких линзовидных прослоев мощностью не более 0,4 м. Галька состоит в основном из кремнистых пород. Несколько меньшую роль играют в них эффузивные породы основного состава.

Условия формирования

Палеогеографические. Резкое преобладание в составе ВАП формации песчаников, иногда с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, косая слоистость в песчаниках и алевролитах, сравнительно хорошая отсортированность обломочного материала, известковистые конкреции и, наконец, многочисленные, хорошей сохранности раковины мелководных морских моллюсков, иногда образующих целые прослои ракушняков, свидетельствуют о морских мелководных условиях образования отложения ВАП формации с ак-

тивным сортирующим режимом в придонной части (зона устойчивых течений и волноприбойного воздействия).

В сравнительно более мелководных условиях, судя по заметному возрастанию роли песчаников в составе ВАП формации, частому появлению среди них линзовидных прослоев гравелитов и мелкогалечных конгломератов, встречающимся остаткам обитателей опресненных водоемов (*Corbicula*, *Strebilus*), находился Катанглийский район по сравнению с другими районами распространения ВАП формации (в том числе и Дагинском). Катанглийский район располагался, видимо, в непосредственной близости от области сноса и был подвержен влиянию стекавших с нее водотоков.

На непосредственное соседство морского мелководного бассейна с расположенной к юго-западу от него областью сноса указывает и согласное залегание отложений ВАП формации прямо на ПК формации, перекрывающей, в свою очередь, резко несогласно мезозойское складчатое основание.

Распространение ВАП формации показывает (см. рис. 35), что мелководные морские условия, в которых шло накопление ее отложений, имели место в пределах сравнительно узкой полосы, протягивающейся в субмеридиональном направлении, от широты залива Пильтун на севере до Таулан-Армуданской горной гряды в Тымь-Поронайской депрессии на юге. Эта полоса отчетливо отделена областью сноса на месте Восточно-Сахалинского хребта от более обширной материковой области сноса. Все это наводит на мысль, что зона накопления отложений ВАП формации представляла собой мелководный морской пролив, отделявший материковую часть от крупного гористо-холмистого острова на месте Восточно-Сахалинского хребта. Эти участки суши и являлись основными поставщиками исходного для ВАП формации материала.

Палеотектонические. Отчетливо выраженный трансгрессивный характер (со следами размыва) взаимоотношения мелководных морских отложений ВАП формации с подстилающими ее пресноводно-континентальными и лагунными образованиями ВУПГ формации позволяет связывать позднемиоценовую трансгрессию моря с начавшимся еще во время образования ВУПГ формации и постепенно возраставшим общим дифференцированным опусканием территории Сахалина, сменившим алеутский этап среднеамплитудного поднятия. Это вызванное волновыми тектоническими движениями опускание, распространяясь от прогибов к поднятиям, привело в конце концов к погружению под уровень моря подавляющей части острова.

Над водой в виде холмисто-гористых островов сохранились лишь сравнительно небольшие по площади, наиболее приподнятые (присводовые) участки поднятий на месте Восточно-Сахалинского хребта в центральной части Сахалина, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов в южной части острова. Под уровнем моря оказалась и вовлеченная в опускание во время образования ВУПГ формации территория Тымовского района, впервые непосредственно связавшая западную систему прогибов с восточной. Здесь образовался неширокий мелководный морской пролив, соединявший морские бассейны западной и восточной сис-

тем прогибов. Он окончательно отделил поднятие (область сноса) на месте Восточно-Сахалинского хребта от материковых поднятий (областей сноса).

Этим сравнительно мелководным морским условиям, длительно сохранявшимся благодаря режиму волновых и колебательных тектонических движений в проливе, и обязана своим происхождением ВАП формация. Наибольшие мощности (до 600 м) отложений ВАП формации в северной части Тымовского района соответствуют, по всей видимости, наиболее узкой и мелководной части пролива, а субмеридиональное простирание изопахит отражает примерное направление пролива.

Колебательные движения, проявлявшиеся на фоне волновых, выразились в характерной для отложений ВАП формации крупной трансгрессивного типа ритмичности.

Полезные ископаемые

С песчаниками ВАП формации, характеризующимися хорошими коллекторскими свойствами, связаны месторождения нефти (Катанглийский район) и газа (Гыргылань).

ФОРМАЦИЯ ТВЕРДЫХ КРЕМНИСТЫХ И ДИАТОМОВЫХ АЛЕВРОЛИТОВ (КДА)

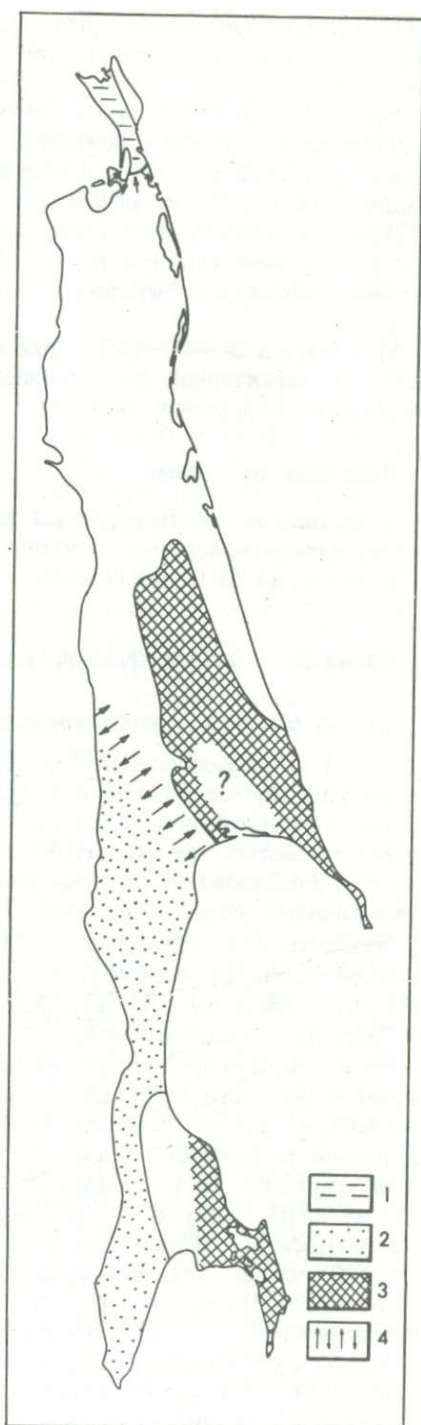
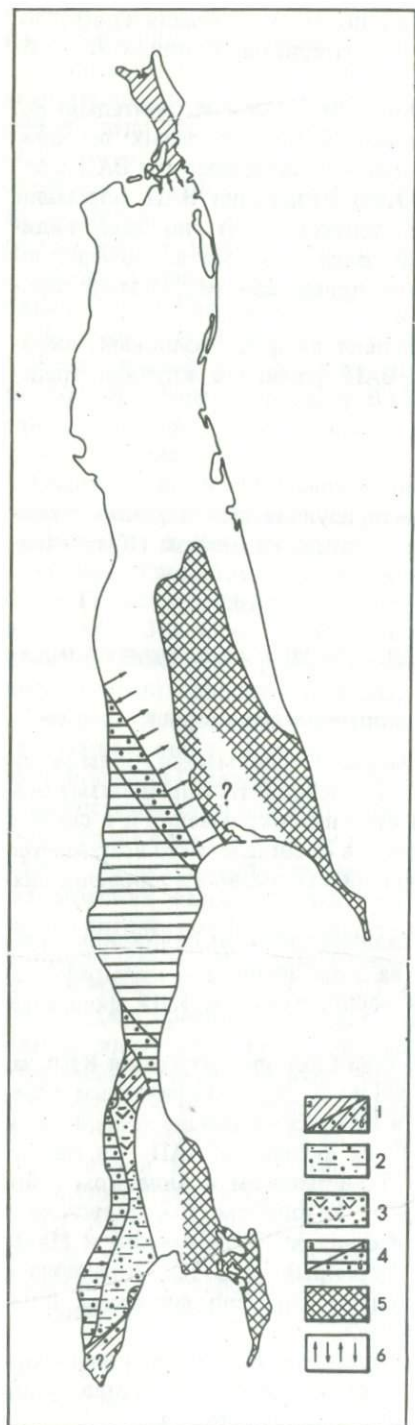
Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

За эталон формации КДА (рис. 38, см. вкл.) принимается толща монотонных преимущественно тонкозернистых (алевролиты и аргиллиты) осадочных пород, отличающихся высокой степенью окремнения и в связи с этим повышенной плотностью. Кроме того, в ее составе часто встречаются породы, в образовании которых участвовали диатомовые водоросли: диатомиты, диатомовые алевролиты.

Приведенному эталону на южном Сахалине отвечают отложения кура-сийской свиты (в полном объеме), а на п-ове Шмидта — маямрафской или диатомовой свит. Этими районами распространение КДА формации на Сахалине и ограничивается.

На подстилающих отложениях на южном Сахалине формация КДА залегает в основном несогласно; с размывом и стратиграфическим пере-рывом (рис. 39): на формации КАА — в Ильинском районе (вероятно, и на южной оконечности п-ова Крильон), на формации ААП — в Лютогской депрессии, на СВ формации — в Томаринском и Анивском районах, на ВУПГ формации — в Невельском, Чеховском, Взморьевском и Бошняковском районах. Исключение составляют Углегорский и Макаровский районы, где формация КДА перекрывает ВУПГ формацию с постепенным переходом. Предположительно, согласно формация КДА перекрывает на п-ове Шмидта формацию КАА.

В отличие от нижнего контакта с перекрывающими отложениями формация КДА на Сахалине повсеместно связана согласным постепенным переходом (рис. 40): на южном Сахалине — с неяснослоистой лигнит-



конгломерато-песчаной (ЛКП) формацией, на северном Сахалине — с крупнофлюиднослоистой песчано-глинистой (ПГ) формацией.

Относимые к КДА формации отложения почти в общепринятом порядке датируются поздним миоценом (Решения межведомственного совещания..., 1961). Лишь на п-ове Шмидта некоторые исследователи (Вассоевич, 1961) относят эти образования к раннему плиоцену. Учитывая ясно выраженный трансгрессивный характер отложений формации КДА, следует ожидать очевидного омоложения нижней и удрежнения верхней границы формации в общем виде в направлении от прогибов к поднятиям, с запада на восток — на южном Сахалине и с востока на запад — на северном Сахалине.

Вещественный состав

Формация КДА — одна из наиболее выдержанных и однообразных по вещественному составу. Почти повсеместно она состоит из плотных кремнистых и диатомовых алевролитов и аргиллитов. В виде редких тонких прослоев изредка встречаются песчаники.

В наиболее северном разрезе формации на южном Сахалине (р. Августовка) она представлена сравнительно неплотными окремненными темно-серыми алевролитами и аргиллитами с очень редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. В южном направлении окремнение пород постепенно увеличивается, растет их плотность, вверх по разрезу возрастает роль диатомовых алевролитов, светлее становится окраска пород.

В Лесогорском, Углегорском и Красногорском районах формация КДА почти полностью сложена светло- или желтовато-серыми кремнистыми диатомовыми или опоквидными алевролитами и аргиллитами до диатомитов и опок включительно. Встречаются крупные линзы мергеля, караваяобразные конкреции кремнистого или известкового состава.

В Томаринском и Чеховском районах КДА формация состоит из переслаивающихся массивных и тонкослоистых кремнистых пород типа опо-

Р и с. 39. Схема взаимоотношения формации КДА с подстилающими образованиями

1 — районы залегания формации КДА на формации КАА: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, иногда с небольшими угловыми и азимутальными несогласиями; 2 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда с небольшими угловыми и азимутальными несогласиями) залегания формации КДА на формации ААП; 3 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда, возможно, с небольшими угловыми и азимутальными несогласиями) залегания формации КДА на СВ формации; 4 — районы залегания формации КДА на ВУПГ формации: а — согласного, с постепенным переходом, б — с размывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 5 — области сноса; 6 — зоны резкого замещения формаций КДА и ПГ

Р и с. 40. Схема взаимоотношения формации КДА с перекрывающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ПГ формации на формации КДА; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на формации КДА; 3 — области сноса; 4 — зоны резкого замещения формаций КДА и ПГ

ковидных трепелов светло-желтого или светло-серого цвета. Отмечаются единичные прослои мергеля (р. Рыбница), а в низах формации в заметном количестве рассеян глауконит.

В Невельском районе нижняя часть разреза КДА формации представлена относительно слабо окремненными алевролитами и аргиллитами с обильными остатками диатомовых морских водорослей и моллюсков, с линзами мергеля и кремнисто-карбонатными конкрециями, с примесью вулканогенного материала и глауконита.

Верхняя часть отличается от нижней значительно большей степенью окремнения и опоконидным обликом пород. Отсутствуют (или замещены опалом) остатки организмов. Сходным составом характеризуются отложения КДА формации и в других районах ее развития на южном Сахалине.

На п-ове Шмидта формация КДА состоит исключительно из опоконидных алевролитов и диатомитов, светло-серых (белесоватых), сравнительно плотных, слоистых или неяснослоистых, с многочисленными растительными остатками. В верхней части формации встречаются редкие тонкие (до 30 см) прослои мелкозернистых песков, а на северной оконечности полуострова — более крупные прослои песчаных глин.

Кремнистые и диатомовые алевролиты и аргиллиты, включая диатомиты, трепелы, опоконидные трепелы и опоки, рассматриваются совместно в связи с частыми постепенными взаимозаменяющимися переходами. Перечисленными породами сложена почти вся формация. На долю других пород (песчаники, глины, мергели) приходится менее 1%.

Кремнистые алевролиты и аргиллиты темно-серого цвета, плотные, железненные с поверхности, мелкощебенчатые, тонкослоистые или однородные (неяснослоистые). Структура алевропелитовая, текстура — микрослоистая и неориентированная. Тонкая горизонтальная слоистость чаще всего обусловлена послойным расположением среди пелитовой массы зерен алевритопсаммитового размера, представленных кварцем, плагиоклазами, обломками эффузивных пород, вулканическим стеклом, гидратизированными слюдами. Пелитовая фракция, составляющая от 37 (в алевролитах) до 82% (в аргиллитах), сложена гидрослюдами и монтмориллонитом. Изредка встречаются тонкие (0,2–0,5 м) прослои пластичных желтовато-серых глин, состоящих из опала и монтмориллонита. Аутигенные минералы: кальцит, хлорит, пирит, глауконит, гидрокислы железа. Обломочный материал характеризуется средней степенью отсортированности ($S_o = 2,5-4$).

Диатомовые алевролиты и диатомиты (особенно широко развиты в составе КДА формации на полуостровах Шмидта и Крильон) более чем на 50% состоят из хорошо сохранившихся остатков панцирей диатомей *Rouxia* и спикулей губок. Глинистая часть пород сложена гидрослюдами и монтмориллонитом, а обломочная — кварцем, плагиоклазом и глауконитом.

Трепелы, опоконидные трепелы и опоки отличаются более светлой (светло-серой, белесоватой с поверхности выветривания) окраской, раковистым изломом, несколько повышенной плотностью. Большая часть этих пород (80–90%) состоит из мелких (0,0015–0,0020 мм)

Таблица 24

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород формации КДА

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
					осадочные	метаморфические	эффузивные	
1707	р. Орокес	25	20	—	15	20	20	Полевощпат-кварцевая граувакка То же " "
1703	"	35	20	—	10	20	10	
413	"	30	20	5	15	15	10	
436	"	40	25	5	20	10	—	

Таблица 25

Химический состав (в %) пород формации КДА

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO
5ж	р. Августовка	Песчаник	73,96	11,36	1,80	1,61	0,84	0,01	0,06	2,31
2д	"	"	74,33	13,73	1,36	1,37	0,54	0,02	0,04	0,69

Таблица 25 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Литотип	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}	H ₂ O	П.п.п.	Σ
5ж	р. Августовка	Песчаник	0,98	1,92	1,21	—	0,62	3,51	100,19
2д	"	"	0,80	2,50	1,23	0,04	0,60	2,62	99,87

глобул опала. В качестве примесей присутствуют глинистые минералы, зерна кварца, плагиоклаза и глауконита. Встречаются остатки панцирей диатомей и спикули губок.

Конкретии формации КДА чаще всего имеют сложный полиминеральный состав — сильно изменчивая смесь опала, кальцита, глинистых минералов и пирита (в виде глобул или идиоморфных кристаллов). Форма линзовидная, караваеобразная, реже округлая; размеры крупные (до 1–2 м в сечении).

Песчаники в формации КДА встречаются редко, в виде тонких (до 0,5 м) прослоев в основном в верхней части ее разреза. Исключение составляет хорошо выраженный в основании формации на южном Сахалине пласт глауконитовых песчаников до 10–15 м мощностью (п-ов Крильон). Это слабо уплотненные, почти рыхлые серого или светло-серого цвета породы. Состав полимиктовый — полевошпат-кварцевые граувакки (табл. 24), что подтверждается и данными химического анализа (табл. 25).

Условия формирования

Палеогеографические. Повсеместно однообразный тонкозернистый состав формации КДА, почти полное отсутствие грубозернистых пород, обилие остатков и отпечатков морских глубоководных организмов (диатомовые водоросли, тонкостенные раковины моллюсков) указывают на то, что отложения формации накопились в условиях сравнительно глубоководного, со спокойным гидродинамическим режимом морского бассейна при очень незначительном влиянии областей сноса. Своим происхождением формация обязана в основном органогенному (жизнедеятельность усваивающих кремний организмов) и предположительно хемогенному¹ (выпадение из раствора избыточной кремниевой кислоты) факторам. Не исключено, однако, что опал, являющийся основным породообразующим минералом значительной части отложений формации КДА, образовался за счет полного преобразования кремнисто-органических остатков.

Глубоководный морской бассейн, судя по распространению отложений формации КДА (см. рис. 38), занимал почти всю территорию западного побережья южного Сахалина и п-ов Шмидта на северном Сахалине. Остальная часть острова находилась, видимо, в иных условиях, скорее всего в мелководно-морских, где шло образование других формаций (например, ВАП на северном Сахалине). На фоне мелководного моря, возможно, возвышались небольшие, сильно сглаженные (учитывая дефицит в терригенном материале в формации КДА) острова, служившие областями сноса. Такие острова, отделенные от перечисленных выше районов глубоководного моря широкой зоной морского мелководья, могли существовать лишь на месте Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии в центральной части Сахалина, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов на юге острова.

¹ Некоторые исследователи отрицают возможность хемогенного происхождения кремнистых образований в морском бассейне (Страхов, 1956; Гершанович, 1956).

Палеотектонические. Глубоководные морские условия образования отложений формации КДА, распространение и положение в разрезе, характер взаимоотношения с соседними формациями позволяют связывать ее образование с максимумом позднемиоценовой трансгрессии, вызванной начавшимся в среднем миоцене (после алеутского этапа среднеамплитудного поднятия) общим дифференцированным опусканием территории Сахалина. Трансгрессия по размерам охваченной территории (судя по широкому распространению отложений формации КДА) мало чем уступала раннемиоценовой трансгрессии.

Опускание, обусловленное волновыми тектоническими движениями, как и в предшествующие (палеогеновый, раннемиоценовый) этапы прогибания, распространялось в направлении от прогибов к смежным поднятиям.

Наибольшие мощности формации, очевидно, соответствовали центральному (приосевым) частям прогибов, длительно и устойчиво сохранявшим глубоководные морские условия осадконакопления (некомпенсированное прогибание). Наибольшее прогибание, судя по мощностям КДА формации (не менее 1000 м), испытал северный прогиб западной системы. В южном прогибе (п-ов Крильон) амплитуда зафиксированного в мощностях прогибания составляла около 400–500 м. Примерно таких же значений амплитуда прогибания достигала и в восточной системе прогибов (п-ов Шмидта).

Основываясь на приуроченности максимальных значений мощностей формации КДА к центральному (приосевым) частям прогибов, можно говорить о примерной унаследованности структурного плана периода образования КДА формации от предшествующих этапов, в частности от периода образования ВУПГ формации. Почти полная унаследованность, видимо, была свойственна западной системе прогибов, если не считать некоторой, возможно, кажущейся миграции центральных частей прогибов в западном (северный прогиб) или юго-западном (южный прогиб) направлениях. В восточной системе прогибов центральная часть прогиба во время образования КДА формации, как и раньше, тяготела к п-ову Шмидта.

Унаследованными, очевидно, были и поднятия: центральное — на месте Восточно-Сахалинского хребта и южное — на месте Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Присводовые, наиболее приподнятые части этих поднятий в виде предполагаемых сильно сглаженных и небольших по размерам островов возвышались над уровнем моря.

Наряду с волновыми тектоническими движениями, предопределившими образование формации КДА в прогибах, несомненно проявлялись и колебательные движения.

Эти движения не нашли соответствующего выражения в составе отложений КДА формации в связи со сравнительно глубоководным морским происхождением формации и резко подчиненной ролью терригенного фактора в ее образовании. Лишь в самой верхней части разреза формации появляется ритмичность ряда: песчаник — кремнистый алевролит — кремнистый аргиллит (диатомит), свидетельствующая о несомненном проявлении колебательных движений.

Полезные ископаемые

Кремнистые образования формации КДА (опоки, опокovidные трепела, диатомиты) нашли применение в строительном деле. Выявлен (Анодин, 1957) и разрабатывается целый ряд месторождений этих полезных ископаемых на южном Сахалине.

Большинство исследователей, основываясь на повышенной автохтонной битуминозности отложений формации КДА, относят ее к потенциально нефтематеринским толщам. Общее высокое окремнение пород формации и почти полное отсутствие песчаных прослоев исключают наличие поровых коллекторов. Некоторые исследователи связывают возможность обнаружения залежей нефти или газа в порово-трещинных и трещинных коллекторах.

Заслуживают, видимо, внимания и глауконитовые песчаники, особенно крупный (до 20 м), широко распространенный на п-ове Крийльон пласт в основании формации КДА.

КРУПНОФЛИШОИДНОСЛОИСТАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ (ПГ) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

За эталон ПГ формации (рис. 41, см. вкл.) принята толща, состоящая из крупноритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием тонкозернистых пород. Элементарный ритм состоит, как правило, из слабо уплотненных песчаников в основании ритма, сменяющихся вверх по разрезу значительно большей по мощности пачкой тонко переслаивающихся (мощность прослоев 1–5 см) слабо уплотненных алевролитов и аргиллитов, а иногда и тонкозернистых песчаников. Выше залегает пласт песчаников, соответствующий основанию нового ритма.

Приведенному эталону на Сахалине отвечают отложения окобыкайской свиты (в полном ее объеме) и так называемых литерных слоев низов натовской свиты в промышленно-нефтегазоносных районах северного Сахалина, самых верхних горизонтов верхнелангерийской свиты в Рыбновском районе, матитукской и низов помырской свит на п-ове Шмидта, хузинской и частично уранайской свит в Пограничном районе, курасийской свиты в Смирныховском районе. Таким образом, формация развита в основном лишь на северном Сахалине. На южном Сахалине следы формации иногда отмечаются в пограничных между курасийской и маруямской свитами слоях.

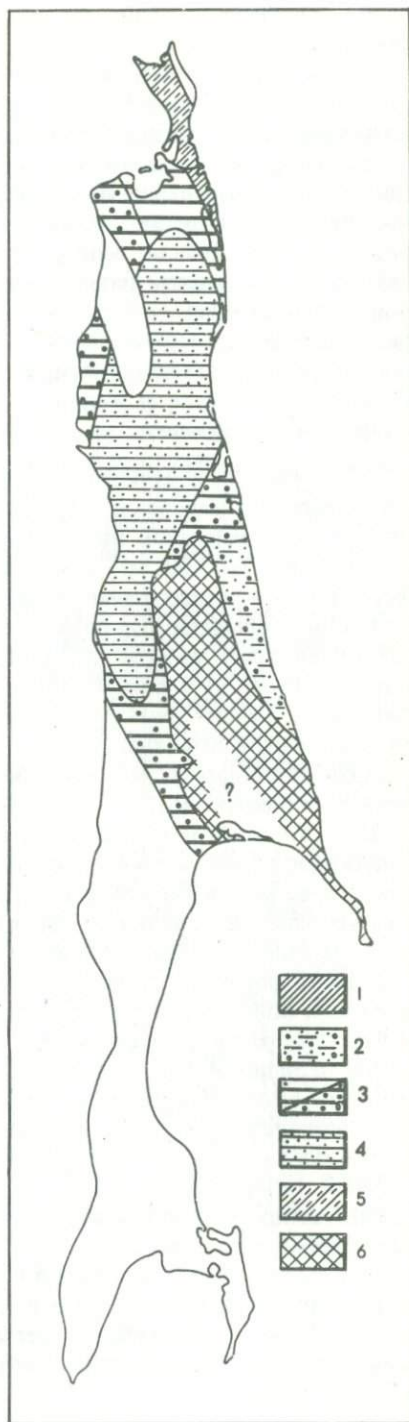
На большей части своего распространения ПГ формация перекрывает (рис. 42) с постепенным переходом ВАП формацию, в Байкальской депрессии — ВУПГ формацию, а на п-ове Шмидта — формацию КДА. В остальных районах на контакте ПГ формации с подстилающими отложениями фиксируются следы размыва и стратиграфического перерыва. С размывом и перерывом ПГ формация залегает на ВУПГ формации в Тымь-Поронайской депрессии, Катанглийском и Рыбновском районах, на НАП формации в Пограничном районе.

Р и с. 42. Схема взаимоотношения ПГ формации с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ПГ формации на формации КАА; 2 — районы несогласного (разрыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залегания ПГ формации на НАП формации; 3 — районы залегания ПГ формации на ВУПГ формации: а — согласно, с постепенным переходом, б — с разрывом, перерывом в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий; 4 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ПГ формации на ВАП формации; 5 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ПГ формации на формации КДА; 6 — области сноса

Постепенным переходом, как нам представляется, связана ПГ формация с повсеместно перекрывающей ее ЛКП формацией, хотя некоторые исследователи (Ратновский, 1969; и др.), ссылаясь на прослой конгломератов на контакте окобыкайской и нутовской свит, считают, что последняя залегает на первой регионально несогласно, с разрывом и стратиграфическим перерывом. По нашим данным, рассматриваемые прослой конгломератов относятся к основаниям характерных для ПГ формации трансгрессивных ритмов, а размывы, имеющие скорее всего локальный характер, предшествуют началу каждого нового ритма.

Возраст отложений ПГ формации по многочисленным остаткам морских моллюсков в большинстве случаев определяется как поздний миоцен, иногда как поздний миоцен — ранний плиоцен. Возраст границ ПГ формации за счет замещения ее смежными формациями резко асинхронен. Нижняя граница ПГ формации существенно омолаживается за счет замещения ВАП формацией. Наибольшая степень омолаживания этой границы, оче-



видно, свойственна районам максимальных значений мощностей ВАП формации.

Наиболее древней нижней граница ПГ формации является, по всей вероятности, в Байкальской депрессии, где ПГ формация согласно залегает непосредственно на ВУПГ формации.

Не менее асинхронна и верхняя граница ПГ формации в связи с различной степенью замещения ПГ формации отложениями ЛКП формации. К сожалению, очень трудно дать даже самую общую характеристику возраста этой границы. Правда, если учитывать, что образование ЛКП формации связано с появлением инверсионных поднятий на месте прежних прогибов и обновлением унаследованных поднятий, следует, очевидно, ожидать удревнения верхней границы ПГ формации в направлении к этим поднятиям (естественно, в самом общем виде).

Вещественный состав

ПГ формация в отличие от предшествующей формации КДА сложена исключительно породами терригенного ряда: от аргиллитов до мелкогалечных конгломератов включительно, образующих отчетливые крупные (мощностью до 100 м) неполные трансгрессивные, а в верхней части формации — и регрессивные ритмы.

Состав формации несколько меняется в различных ее разрезах. В наиболее северном разрезе на п-ове Шмидта образующие ПГ формацию ритмы состоят из песчаников (иногда и конгломератов) в нижней части ритмов и пачки тонкого (флишоидного) переслаивания аргиллитов, алевролитов, а зачастую и мелкозернистых песчаников в верхней части ритмов. Мощность ритмов изменяется от 1 до 100 м. Соотношение частей примерно одинаковое.

Песчаники в основании ритмов в нижней половине формации голубовато-серые, мелкозернистые, сравнительно хорошо отсортированные, слоистые, слабо уплотненные, слегка ожелезненные, с тонкими сантиметровыми прослойками глинистых алевролитов, зачастую разделяющих крупные пласты песчаников на слои мощностью 0,3—2 м. В верхней части формации песчаники становятся более светлыми (до светло-желтых), более грубозернистыми (до появления в основании гравелитов и конгломератов), более рыхлыми (до перехода в пески). Нижние контакты песчаников с подстилающими алевролитами и аргиллитами четкие и резкие, иногда волнистые (очевидно, за счет предшествующего размыва); верхние контакты большей частью постепенные.

Конгломераты, иногда встречающиеся среди песчаников в основании ритмов (в основном в верхней части формации), состоят из сравнительно хорошо окатанных галек эффузивных, интрузивных, а чаще всего кремнистых пород.

Алевролиты и аргиллиты, образующие (иногда совместно с песчаниками) пачки тонкого переслаивания в верхних частях ритмов, темно- и голубовато-серые, глинистые, слабо уплотненные, слоистые, с большим количеством рассеянных растительных остатков.

В общих чертах близким составом характеризуется разрез ПГ формации и в соседнем Охино-Эхабинском районе. В составляющих формацию ритмах несколько увеличивается роль тонкозернистых пород (алевролиты, аргиллиты и глины), причем наряду с пачками тонко (флишоидно) переслаивающихся аргиллитов и алевролитов зачастую встречаются крупные пласты сравнительно однородных аргиллитов или глин. Преобладают трансгрессивные ритмы, хотя встречаются (в верхней части формации) и регрессивные.

Южнее значение тонкозернистых (алевролитов, аргиллитов и глин) пород в ПГ формации еще более увеличивается, в основном за счет сокращения мощности песчаных прослоев в ритмах. Максимального развития (не менее 80%) тонкозернистые породы в составе ПГ формации достигают в Дагинском разрезе, где мощность прослоев песчаников в основании ритмов за редким исключением не превышает 1,5–2 м. Из разреза почти совершенно исчезают характерные для Охино-Эхабинского района пласты однородных аргиллитов и глин. Большая часть разреза ритмов сложена тонко переслаивающимися (сантиметровыми по мощности) алевролитами и аргиллитами (глинами), иногда в сочетании с мелкозернистыми песчаниками.

Совершенно иначе ведет себя ПГ формация в западном направлении. В составе слагающих формацию ритмов постепенно растет значение песчаников и песков. В разрезе верхней половины ПГ формации на Западной Глухарке они уже заметно преобладают над аргиллитами. Ухудшается отсортированность обломочного материала в песчаниках и песках. Становится частой косая слоистость. Появляются тонкие линзовидные прослои бурых углей, свойственных вышележащей ЛКП формации.

Слабо сцементированные песчаники и пески составляют от 20 (Дагинский район) до 50 (Охино-Эхабинский район и п-ов Шмидта) и даже 65% (Западно-Глухарская площадь) объема ПГ формации. Помимо тонких (сантиметровых) прослоев в пачках тонко переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников, слагающих верхние части трансгрессивных ритмов, они образуют крупные, от 1–2 (Дагинский р-н) до 30–50 м (Западно-Глухарская площадь), слои или пласты сложного (неоднородного) строения, залегающие в основании трансгрессивных или в верхней части регрессивных ритмов. Песчаники, как правило, слабо сцементированные. Уплотнение (сцементированность) постепенно понижается вверх по разрезу формации. В верхней части формации песчаники сменяются песками, причем на разных уровнях в различных районах развития формации, что обуславливается скорее всего глубиной начального погружения. Выше этого уровня среди песков иногда встречаются редкие линзовидные прослои плотных песчаников с карбонатным цементом, чем и объясняется их повышенное уплотнение.

Преобладающая окраска серая или голубовато-серая у песчаников, светло-желтая у песков. Характерна тонкая, преимущественно горизонтальная слоистость. Иногда наблюдается и косая слоистость, заметно чаще встречающаяся в западном направлении. Изредка отмечаются неяснослоистые массивные песчаники (Охино-Эхабинский район).

Таблица 26

Состав (в%) обломочной части алевролитов-псаммитовых пород ПГ формации

Площадь, глубина (в м)	Кварц	Плагио- клаз	Кали- шпат	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
				оса- дочные	метамор- фические	эффузив- ные	
Эхаби (скв. 459) 629–631 656–660	45	20	10	18	–	5	Граувакковый аркоз
822–825	45	11	16	20	–	5	Полевошпат- кварцевая граувакка
893–895	40	15	20	25	–	–	Граувакковый аркоз
	42	8	12	38	–	–	Полевошпат- кварцевая граувакка

Песчаники и пески ПГ формации, как правило, плохо отсортированы ($S_o = 4-7$). Часто встречаются рассеянная галька и гравий. Однородные слои и пласты редки. Зачастую внутри пластов песчаников отмечаются осложняющие их тонкие линзовидные прослои алевролитов или аргиллитов. Превалирующая разновидность – мелкозернистые пески и песчаники.

Обломочная часть представлена кварцем (40–45%), калиевым полевым шпатом (10–20%), плагиоклазами (8–20%), обломками кремнистых и осадочных пород (18–38%) и эффузивов (до 5%). В небольшом количестве встречаются гидратизированные мусковит и биотит, хлорит, пироксен, эпидот, циркон и апатит. По классификации В.Д. Шутова (1967), песчаники и пески ПГ формации относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам (табл. 26, см. рис. 19).

По особенностям состава тяжелой фракции выделяются широко используемые для межрайонной корреляции петрографические зоны (снизу вверх): турмалин-циркон-гранатовая, эпидотовая и роговообманково-эпидотовая, границы между которыми, как правило, не совпадают с границами ПГ формации. Лишь в Охино-Эхабинском районе кровля ПГ формации примерно соответствует границе между эпидотовой и роговообманково-эпидотовой зонами.

Цемент в песчаниках преимущественно глинистый, реже известково-глинистый, еще реже карбонатный.

Аргиллиты и глины – основные литотипы ПГ формации. В Дагинском разрезе они составляют не менее 80% объема формации, а в Охино-Эхабинском – около 50%. В западном направлении значение аргиллитов и глин в составе ПГ формации довольно быстро уменьшается и на Западно-Глухарской площади не превышает уже 30%. Чаще всего эти

породы встречаются в виде тонких (сантиметровых) прослоев в пачках тонко переслаивающихся между собой алевролитов и аргиллитов, иногда в сочетании с песчаниками (Дагинский район, п-ов Шмидта). В Охино-Эхабинском районе глины иногда образуют сравнительно однородные пласты мощностью до 50–60 м. Окраска темно-серая, с синеватым оттенком. Сортированность материала низкая. Примесь алевроито-псаммитового материала нередко достигает 35–45%. Часто встречаются гнезда из песка и гравия. Обильные обугленные растительные остатки, концентрируясь послойно, местами образуют в аргиллитах и глинах ясно выраженную микроритмичность. Пелитовая фракция, как показали изучение шлифов, термический анализ и метод окрашивания (Иваньшина, 1963), состоит из смеси бейделлита, монтмориллонита и гидрослюд; последние широко развиты в Охино-Эхабинском районе, а первые – в Дагинском.

А л е в р о л и т ы и а л е в р и т ы имеют в ПГ формации явно подчиненное значение (около 25% в восточных районах и не более 5% – в западных). Они встречаются в основном в виде тонких (сантиметровых) прослоев в пачках тонко переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников, составляющих верхние части ритмов. Более крупные (метровые) прослои редки.

Окраска пород темно-серая, с синеватым оттенком. За счет обугленных растительных остатков часто хорошо выражена тонкая горизонтальная слоистость. Отсортированность обломочного материала сравнительно хорошая ($S_0 = 2,5-3,5$, иногда до 4,5). Преобладают глинистые алевролиты и алевроиты.

По составу обломочной части, тяжелой фракции и цемента рассматриваемые породы мало чем отличаются от песчаников.

М е л к о г а л е ч н ы е к о н г л о м е р а т ы и г р а в е л и т ы в ПГ формации образуют редкие небольшие (мощностью не более 1, чаще 0,1–0,2 м) прослои в основании трансгрессивных ритмов, преимущественно в верхней части формации. Сравнительно хорошо окатанный и отсортированный гравийно-галечный материал сложен кремнистыми породами, реже афировыми эффузивами. Цементом служит разнозернистая, иногда сильно карбонатизированная песчаная масса.

Помимо охарактеризованных пород, в ПГ формации довольно часто встречаются конкреционные образования: известковистые до 0,2–0,3 м, сидеритовые и пиритовые до 2–3 см, окисно-железистые до 1–2 см в диаметре. На Западно-Глухарской площади в разрезе ПГ формации изредка отмечаются линзовидные прослои (мощностью до 0,1 м) бурых углей и лигнитов.

Условия формирования

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е. Особенности вещественного состава и строения ПГ формации (крупнофлюидноритмичное строение; наличие значительных по мощности пластов песчаников и песков в основании ритмов, иногда с прослоями гравелитов и даже мелкогалечных конгломератов непосредственно в приподошвенной части; низкая степень отсортированности; косая слоистость; неровный волнистый характер

разделяющих ритмы поверхностей, свидетельствующий о размывах; многочисленные обуглившиеся растительные остатки и, наконец, не менее многочисленные остатки мелководных морских моллюсков: *Thyasira*, *Cardita*, *Masoma*, *Natica*, фораминифер, ходов илоедов) свидетельствуют о прибрежно-морских, шельфовых (глубины до 200 м) условиях ее образования. Относительно глубоководными условиями по этим признакам характеризовались Дагинский район и п-ов Шмидта. В западном направлении от этих районов морской бассейн периода образования ПГ формации заметно мелел: в разрезе уменьшается доля аргиллитов, алевролитов и глин, растет доля и мощность пластов песчаников и песков, увеличивается число прослоев грубообломочных пород, ухудшается отсортированность материала, наряду с горизонтальной широкой развитием приобретает косая слоистость (особенно в верхней части формации), появляются тонкие прослой бурых углей и лигнитов, становятся мелководными фауна и микрофауна. По данным Г.С. Мишакова (1969), в западных районах преобладали фораминиферы, переносящие значительное опреснение; глубина их обитания не превышала 50 м. Характерные для Охино-Эхабинского и Дагинского районов глубоководные формы отсутствуют.

Судя по распространению отложений ПГ формации (см. рис. 41), условия морского мелководного шельфа, в которых шло образование ПГ формации, распространялись почти на всю территорию северного Сахалина. Наиболее глубоководная часть шельфовой зоны протягивалась вдоль восточного побережья острова, от п-ова Шмидта на севере до Катанглийского района на юге. Западнее, параллельно полосе относительно глубоководного шельфа, располагалась полоса шельфового мелководья. Еще западнее, в Энгизпальском районе, где отсутствуют отложения ПГ формации, очевидно, проходила граница морского бассейна.

Помимо северного Сахалина, шельфовые условия имели место, видимо, на восточных склонах Восточно-Сахалинского хребта (Пограничный район) и западном борту Тымь-Поронайской депрессии, в виде узких зон окружая сильно сглаженную островную область сноса на месте Восточно-Сахалинского хребта и Тымь-Поронайской депрессии. Однако основным источником исходного терригенного материала для ПГ формации служила все-таки материковая часть Дальнего Востока, а не местные (сахалинские) низкие и небольшие по размерам островные участки на месте Восточно-Сахалинского, а тем более Сусунайского хребтов. Шельфовая зона, в условиях которой накапливались отложения ПГ формации, скорее всего была местом разгрузки и последующей переработки терригенного материала, приносимого с запада крупной речной системой (предполагаемый палео-Амур), устье которой располагалось где-то в пределах Энгизпальского района. Местные области сноса играли в этом процессе второстепенную (подчиненную) роль.

П а л е о т е к т о н и ч е с к и е. Положения в разрезе, относительно глубоководные морские (шельфовые) условия образования отложений ПГ формации по сравнению с прибрежно-морскими (ВАП формация), лагунными (ЛКП формация) и даже субконтинентальными (ВУПГ формация) условиями формирования подстилающих и перекрывающих образований, характер взаимоотношения ПГ формации со смежными форма-

циями показывают, что ПГ формация в районах наибольшего развития соответствует максимуму позднемиоценового дифференцированного опускания, вызвавшего на Сахалине обширную морскую трансгрессию. В центральных частях прогибов во время максимума трансгрессии (при ограниченном влиянии терригенного и ведущей роли органогенного и хемогенного факторов) шло образование формации КДА. В то же время на крыльях прогибов, устойчиво сохранявших (за счет близости к смежным поднятиям) шельфовые условия осадконакопления (ведущая роль оставалась за терригенным фактором), шло образование ПГ формации. Таким образом, форма и размеры ПГ формации определялись в конечном счете количеством поступавшего в морской бассейн обломочного материала, конфигурацией прогибов и поднятий и режимом проявившихся в их пределах волновых и колебательных тектонических движений.

Судя по составу и особенностям строения, накопление ПГ формации происходило в условиях относительной компенсированности прогибания осадконакоплением, что позволяет использовать данные о мощностях формации для определения амплитуды прогибания, обусловленной волновыми тектоническими движениями. Наиболее развита ПГ формация в восточной системе прогибов (см. рис. 41). Зона максимальных значений мощностей (2000–2500 м) ПГ формации протягивается вдоль восточного побережья Сахалина, от Помырского залива на севере к Дагинскому району на юге. Она, по всей видимости, соответствовала западному крылу наиболее крупного прогиба восточной системы, длительно и устойчиво сохранявшего за счет ведущей роли терригенного фактора условия компенсированного осадконакоплением прогибания. Таким образом, амплитуда прогибания на западном крыле этого прогиба составила не менее 2000–2500 м. Источником терригенного материала служили в основном поднятия на месте материковой части Дальнего Востока и в меньшей мере — поднятие на месте Восточно-Сахалинского хребта.

Сравнительно узкая зона развития ПГ формации с мощностями порядка 600–800 м образует своеобразное ответвление от основного поля на месте восточной системы прогибов, огибающее с севера и юго-запада поднятие на месте Восточно-Сахалинского хребта. Территориально она охватывает весь восточный борт Тымь-Поронайской депрессии. Во время образования ПГ формации эта зона соответствовала восточному борту северного прогиба западной системы и его узкому северному продолжению, соединявшему западную систему прогибов с восточной. Соответствующая приведенным мощностям амплитуда компенсированного осадконакоплением прогибания также определялась ведущей ролью терригенного фактора, но связанного в основном лишь с влиянием смежного поднятия на месте Восточно-Сахалинского хребта. Влияние материковых поднятий на эту зону здесь явно подчиненное.

Приведенные данные показывают, что структурный план периода образования ПГ формации (две системы прогибов, разделенные системой поднятий) был в целом унаследован от предшествующих формаций.

Наряду с волновыми тектоническими движениями, обусловившими образование ПГ формации, отчетливое отражение в виде характерной четко выраженной ритмичности в строении формации (трансгрессивной

для нижней части формации и регрессивной для верхней) получили и колебательные движения. Мощность ритмов варьирует от 1 до 30, а метрами до 100 м.

Образование ПГ формации сопровождалось проявлением и конседиментационной складчатости (Ковальчук, 1961). Возможно, что и образование других формаций сопровождалось в той или иной мере проявлением конседиментационной складчатости. Для ПГ формации в силу сравнительно высокой степени ее изученности разведочным бурением это явление оказалось относительно легко выяснимым.

Полезные ископаемые

ПГ формация является основной продуктивной толщей на нефть и газ. С песчаными пластами этой формации, обладающими хорошими коллекторскими свойствами, связано подавляющее большинство месторождений (в том числе и промышленных) нефти и газа северного Сахалина. Отложения этой формации наиболее перспективны на эти виды полезных ископаемых и в других районах Сахалина.

Кроме нефти и газа, нашли промышленное использование (для приготовления глинистых растворов при бурении скважин) глины ПГ формации.

НЕЯСНОСЛОИСТАЯ ЛИГНИТ-КОНГЛОМЕРАТО-ПЕСЧАНАЯ (ЛКП) ФОРМАЦИЯ

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

Эталоном ЛКП формации (рис. 43, см. вкл.) служит толща, сложенная в основном песчаными породами, неяснослоистыми, слабо уплотненными, плохо отсортированными, с линзовидными, крупными по мощности прослоями конгломератов и гравелитов и более тонкими прослоями лигнитов. Среди песчаников иногда встречаются прослои песчанистых алевролитов и аргиллитов.

Принятому эталону на южном Сахалине отвечают отложения маруямской свиты, на северном Сахалине — средней и верхней частей нутовской свиты. Сюда же относятся отложения тенгинской свиты Энгизпальского района и помырской свиты на перешейке, отделяющем п-ов Шмидта. ЛКП формация — одна из наиболее регионально развитых на Сахалине. Ее отложениями выполнены почти все депрессии острова: Тымь-Поронайская, Сусунайская и Лютогская на южном Сахалине, Байкальская, Вальская, Пильтунская, Нышская и Набильская на северном Сахалине.

Разнообразны взаимоотношения ЛКП формации со смежными формациями (рис. 44). С постепенным переходом залегает она на формации КДА на юге, ПГ и ВАП — на севере. На более древних формациях (ВУПГ — в Тымь-Поронайской депрессии, ААП и КАА — в Сусунайской депрессии) ЛКП формация залегает, как правило, с хорошо выраженными следами регионального размыва и различного по величине стратиграфического перерыва.

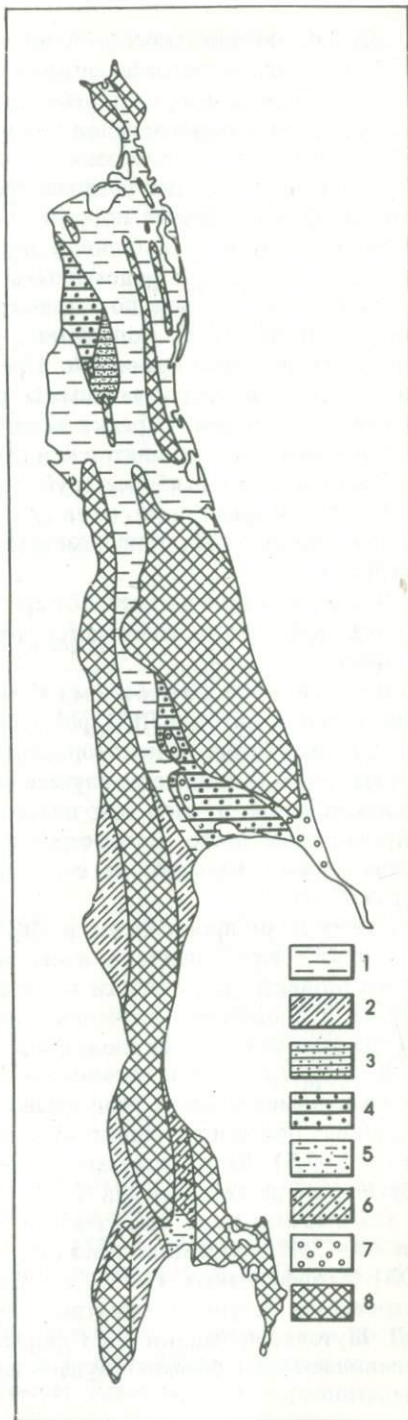
Иногда фиксируются следы небольших (не более 10^0) угловых и даже азимутальных несогласий. Резко несогласно (с азимутальным и

Р и с. 44. Схема взаимоотношения ЛКП формации с подстилающими образованиями

1 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на ПГ формации; 2 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на формации КДА; 3 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на ВАП формации; 4 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, но без угловых и азимутальных несогласий) залеганий ЛКП формации на ВУПГ формации; 5 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда с небольшими угловыми и азимутальными несогласиями) залегания ЛКП формации на формации ААП; 6 — районы несогласного (размыв, перерыв в осадконакоплении, иногда с угловыми и азимутальными несогласиями) залегания ЛКП формации на формации КАА; 7 — районы согласного, с постепенным переходом залегания ЛКП формации на ПК формации; 8 — области сноса

угловым несогласием) ЛКП формация перекрывается четвертичными образованиями. Исключение составляют приосевые части прогибов, где горизонтально лежащие четвертичные отложения с глубиной постепенно сменяются полого смятыми подстилающими образованиями ЛКП формации.

Резко асинхронен возраст границ ЛКП формации, особенно нижней границы, хотя в целом возраст относимых к формации отложений на основании содержащихся в ней остатков фауны моллюсков оценивается как поздний миоцен — плиоцен на южном Сахалине, средний — поздний плиоцен на северном Сахалине. Наряду с такого рода общим омоложением нижней границы формации в меридиональном направлении следует ожидать более или менее общего омоложения этой границы и в направлении от новообразованных и обновленных унаследованных поднятий к смежным прогибам.



Вещественный состав

ЛКП формация сложена почти исключительно породами терригенного ряда: от конгломератов до аргиллитов (глин) включительно, с резким преобладанием песков и слабо сцементированных песчаников. Исключение составляют линзовидные прослои лигнитов, бурых углей и ракушняков.

Относительно однообразна по составу ЛКП формация на северном Сахалине. Преобладают разнозернистые пески или слабо сцементированные песчаники. Другие породы: конгломераты, гравелиты, алевролиты (алевериты), аргиллиты (глины), лигниты — встречаются среди песков и песчаников в виде неупорядоченных редких тонких линзовидных прослоев.

На южном Сахалине по составу нередко выделяют четыре (Л.С. Жидкова) или три (Л.Н. Соломатина, О.А. Мельников) горизонта (пачки) с весьма нечеткими границами. При трехчленном делении нижняя пачка представлена переслаивающимися песчанистыми алевролитами и глинистыми песчаниками. Изредка встречаются небольшие прослои окремненных алевролитов, аргиллитов или глин.

Средняя пачка наиболее грубозернистая. Среди преобладающих в ней слабо уплотненных песчаников довольно часто встречаются крупные прослои мелкогалечных конгломератов; появляются линзовидные прослои лигнитов.

В верхней пачке в отличие от средней гравелиты и конгломераты встречаются реже. Часто отмечаются тонкие прослои лигнитов и углистых сланцев.

Пески и слабо сцементированные песчаники — главенствующий литотип ЛКП формации — составляют, как правило, не менее 60% ее объема. В некоторых разрезах эти породы слагают почти всю формацию. В большинстве случаев они образуют крупные (до нескольких десятков метров) слои или пласты с неясно выраженными границами. Окраска чаще всего светло-серая с желтоватым, реже голубоватым или зеленоватым оттенком, за счет поверхностного ожелезнения зачастую бурая.

Наиболее распространены в ЛКП формации слабо сцементированные песчаники, переходящие в почти несцементированные пески. Плотные (известковистые) песчаники встречаются очень редко. Крайне плохо выражена и слоистость, особенно горизонтальная. В некоторых прослоях иногда отмечается косая слоистость.

В составе песков и песчаников ЛКП формации представлены все три их гранулометрические разновидности, но преобладают мелко- и среднезернистые пески и песчаники. Все они, как правило, плохо отсортированы ($S_{0.075} = 5-7,5$). Часто встречаются хлидолиты, рассеянная галька и гравий, обглобленный растительный детрит.

Обломочная часть представлена кварцем (25–35%), полевыми шпатами (20–35%), обломками осадочных (10–20%), метаморфических (10–20%) и эффузивных (5–25%) пород. В отдельных прослоях в обилии встречаются крупные округлые зерна глауконита. По классификации В.Д. Шутова, песчаники ЛКП формации в большинстве своем являются полевошпат-кварцевыми граувакками (табл. 27).

Таблица 27

Состав (в %) обломочной части алеврито-псаммитовых пород ЛКП формации

№ обр.	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Калишпат
10/32	Красногорск	30	25	—
10/12	”	35	30	—
10/3	”	30	25	—
10/64	”	25	30	—
10/70	”	30	20	—
14/1	”	30	25	—
4/11	”	30	35	—
10/19	”	35	20	10

Таблица 27 (окончание)

№ обр.	Место взятия образца	Обломки пород			Разновидность пород, по В.Д. Шутову (1967)
		осадочные	метаморфические	эффузивные	
10/32	Красногорск	10	10	25	Полевошпат-кварцевая граувакка
10/12	”	15	15	5	То же
10/3	”	20	20	5	”
10/64	”	15	15	15	Кварц-полевошпатовая граувакка
10/70	”	20	20	10	Полевошпат-кварцевая граувакка
14/1	”	20	20	5	То же
4/11	”	15	15	5	Кварц-полевошпатовая граувакка
10/19	”	15	15	5	Полевошпат-кварцевая граувакка

В тяжелой фракции резко преобладают роговая обманка и эпидот (роговообманково-эпидотовая петрографическая зона).

Чрезвычайно разнообразен состав цемента в песчаниках: глинистый (преобладает), железистый, серицитовый и кальцитовый. По структуре цемент базальный или поровый.

Гравелиты и мелкогалечные конгломераты составляют в ЛКП формации в среднем около 5–10%, несколько меньше — на северном Сахалине и больше — на южном. Чаще всего это сравнительно

небольшие линзовидные прослои внутри более крупных песчаных пластов. На южном Сахалине в некоторых разрезах (р. Владимировка) наблюдаются и более крупные (до 10 м и более) пласты гравелитов и конгломератов. Окраска серая с зеленоватым или коричневатым оттенком. Обломочный материал слабо сцементирован, плохо отсортирован, но сравнительно хорошо окатан, хотя встречаются и плохо окатанные обломки в грубообломочных разновидностях.

Галька, гравий и плохо окатанные обломки в основном состоят из кремнистых аргиллитов и алевролитов формации КАА и зеленовато-серых песчаников аспидной мегаформации. Кроме того, встречаются кварц, кварциты, сланцы различного состава, эффузивные и интрузивные породы. Межгалежное пространство выполнено полимиктовым песчаным материалом.

Алевриты и алевролиты в разрезах ЛКП формации за редким исключением не превышают 20%. Они образуют относительно небольшие по мощности прослои с неясными границами преимущественно в нижней части формации. Это породы серого, желтовато-серого цвета, слабо сцементированные или почти рыхлые, неяснослоистые, плохо отсортированные. Отмечаются все гранулометрические разновидности, но преобладают крупнозернистые песчаные алевролиты и алевриты. Содержание песчаной фракции местами достигает 29–45%. Состав обломочной части и тяжелой фракции примерно такой же, что и в песчаниках. Цемент базальный, преимущественно глинистый, реже кремнисто-глинистый или известково-глинистый.

Аргиллиты и глины не характерны для ЛКП формации. В редких случаях они образуют небольшие прослои в нижней части формации. Цвет серый, темно-серый или коричневый, в зависимости от количества рассеянного органического углерода и гидроокислов железа. Встречаются монофракционные и песчаные разновидности глин и аргиллитов. На контакте с лигнитами глины отличаются высокой пластичностью.

Пелитовая фракция представлена смесью гидрослюд и монтмориллонита или бейделлита. За редким исключением гидрослюда преобладают.

Лигниты, углистые сланцы, бурые угли, хотя суммарно вряд ли превышают 1% от общего объема ЛКП формации, являются характерным ее литотипом, отличающим ее от всех других формаций. Встречаются чаще всего в виде довольно тонких 10–20 см, иногда до 1 м) прослоев. Характерна низкая степень углефикации органических остатков в лигнитах. Иногда встречаются прослои, состоящие из слежавшихся, совершенно не обуглившихся травянисто-древесных скоплений.

Кроме перечисленных пород, в ЛКП формации иногда наблюдаются небольшие прослои с большим количеством обломков раковин моллюсков — до образования слабо сцементированных ракушнякав.

Условия формирования

Палеогеографические. Особенности состава ЛКП формации (резкое преобладание относительно грубозернистых пород: песчаников и песков с прослоями гравелитов и даже мелкогалечных конгломератов; плохая отсортированность, а зачастую и окатанность обломочного мате-

риала; отсутствие слоистости; обилие растительных остатков, часто образующих прослой лигнитов, углистых сланцев или бурых углей; многочисленные остатки морских мелководных моллюсков, образующих иногда целые прослой ракушняков) свидетельствуют о том, что ее образования накапливались в прибрежно-морских, лагунных и даже дельтовых условиях; причем, судя по постепенному увеличению вверх по разрезу формации грубозернистых пород (гравелиты и конгломераты), числа прослоев лигнитов, углистых сланцев и бурых углей, прибрежно-морские фации постепенно сменялись субконтинентальными.

Учитывая то обстоятельство, что обломочный материал ЛКП формации, особенно гравелитов и конгломератов, состоит в основном из пород эффузивно-кремнистой (главным образом формации КАА) и аспидной мегаформаций, почти не встречающихся (или встречающихся в резко подчиненном количестве) в ранее рассмотренных формациях; источником исходного для нее материала явно служили какие-то новые (вновь возникшие) крупные с высоким сильно расчлененным рельефом области сноса, сложенные породами упомянутых выше аспидной, эффузивно-кремнистой и, очевидно, песчано-глинистой мегаформаций. Особенности распространения и мощностей ЛКП формации (см. рис. 43) показывают, что пространственно эти новые области сноса совпадали с центральной, наиболее приподнятой частью Западно-Сахалинского хребта и большинством современных наиболее крупных поднятий северного Сахалина, включая п-ов Шмидта. Сохранили свое значение (в качестве областей сноса), несмотря на существенное усложнение и обновление, районы Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов.

Сахалин во время образования ЛКП формации представлял сложный архипелаг различных по величине и особенностям рельефа островов, разделенных мелкими морскими, часто прерывавшимися (пересыхавшими, заболачивавшимися) проливами. Наиболее крупные изометричных очертаний острова со сравнительно невысоким сильно сглаженным холмисто-гористым рельефом располагались на месте Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Наиболее сглаженными и пологими были западные берега этих островов. Небольшие по длине сравнительно спокойные ручьи и речки, бравшие начало в центральной части острова, выносили на низменное с барами и лагунами морское побережье относительно небольшое количество гравийно-песчаного материала, состоящего в основном из древних мезозойско-палеозойских пород, слагающих западные берега острова.

Гораздо выше и расчлененнее (гористее) были восточные берега этих островов, сложенные преимущественно более молодыми и менее плотными породами аспидной и эффузивно-кремнистой мегаформаций.

Небольшие короткие ручьи и речки, разрушавшие эти берега, основную массу обломочного материала выносили за пределы современных очертаний Сахалина.

Совершенно иной облик имели другие острова на месте Сахалина. Особенно значительной была выступавшая над морем узкая горная гряда, протягивавшаяся субмеридионально от г. Александровска на севере до г. Анива на юге. Высокие скалистые берега гряды, сложенной породами

эффузивно-кремнистой, песчано-глинистой и аспидной мегаформаций, интенсивно разрушались не только многочисленными мелкими ручьями и речками, стекавшими с гор, но и постоянно обрушивавшимися на берег морскими волнами. Море с трудом успевало перерабатывать выносимый ручьями и реками к морскому побережью обильный песчано-гравийный материал. Избыток его нередко приводил к появлению кос и баров, отшнуровывавших от моря обширные мелкие заливы и лагуны. По этой причине сформировался остров и на месте п-ова Крильон, отделенный от основной гряды мелким морским проливом, расположенным примерно на месте современной Лютюгской депрессии.

На северном Сахалине возникшие на месте Рыбновского, Энгизальского, Катанглийского, Дагинского и других районов острова были мелкими и сравнительно низкими. Мелководные море, окружавшее эти острова, довольно успешно справлялось с переработкой сносимого с них обломочного материала.

Проливы, разделявшие острова, первоначально были сравнительно глубокими. Со временем в связи с расширением островов и увеличением выноса с них обломочного материала проливы постепенно мелели, по периферии осложнялись заливами, лагунами, косами и барами, часто заболачивались, пересыхали и прекращали свое существование.

Палеотектонические. Грубозернистый состав ЛКП формации, прибрежно-морские (сменяющиеся лагунными и даже дельтовыми) условия образования, положение в разрезе и характер взаимоотношения со смежными формациями указывают на то, что ЛКП формация завершает миоцен-плиоценовый седиментационный цикл, соответствующий одноименному этапу прогибания.

Превалирующие в составе обломочного материала ЛКП формации сравнительно молодые породы аспидной, песчано-глинистой и эффузивно-кремнистой мегаформаций, резко отличающие ЛКП формацию от предшествующих формаций, указывают на резкое изменение источников исходного материала, существенно изменившуюся палеогеографическую обстановку, т.е. на явную перестройку прежнего структурного плана. Эта перестройка связана с проявлением сахалинской фазы складчатости (средней интенсивности), сопровождаемой одноименным этапом среднеамплитудного поднятия. В результате перестройки, вызванной этими движениями, наряду с существенно измененными, но сохранившими свое значение (т.е. в целом унаследованными) поднятиями на месте Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов возникло крупное поднятие (антиклинорий) Западно-Сахалинского хребта, разобщенное от него поднятие на месте южной оконечности п-ова Крильон, ряд меньших по размерам поднятий на северном Сахалине (Охино-Эхабинское, Гиляко-Абунан-Пильтунское, Гыргылальи-Джимдан-Дагинское) и п-ове Шмидта.

Наряду с поднятиями сформировались и разделяющие их прогибы. Довольно крупный и сложный прогиб (точнее система прогибов) возник между более или менее унаследованными поднятиями Восточно-Сахалинского и Сусунайского хребтов и новообразованным поднятием Западно-Сахалинского хребта. Судя по мощностям ЛКП формации (при-

брежно-морские, лагунные и дельтовые условия образования ЛКП формации свидетельствуют, что прогибание в конечном счете компенсировалось осадконакоплением), амплитуда прогибания в этом сложном прогибе составила не менее 1000 м.

Еще более крупный прогиб образовался к западу от поднятия Западно-Сахалинского хребта. В пределах острова располагался лишь восточный борг этого прогиба, а осевая часть его располагалась в Татарском проливе. Суммарная амплитуда прогибания в пределах Углегорского района также составила не менее 1000 м.

Особенно значительное опускание, компенсированное осадками, испытали многочисленные новообразованные прогибы северного Сахалина. Мощность отложенной ЛКП формации в некоторых из них (Пильтунский и Байкальский прогибы) нередко достигает 1600—1800 м.

Наконец, между поднятиями Западно-Сахалинского хребта и п-ова Крильон, т.е. на месте современной Лютогской депрессии, существовал небольшой прогиб, амплитуда опускания которого (зафиксированного в мощностях) не превышала 500 м.

Перестройка структурного плана Сахалина сопровождалась общей интенсивной складчатостью слагающих остров формаций, особенно интенсивной в пределах новообразованных поднятий (Западно-Сахалинский хребет и др.), возникших на месте длительно существовавших прогибов западной и восточной систем предшествующего структурного плана. Унаследованные поднятия Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, в отличие от новообразованных поднятий, были более жесткими, испытывали в основном общего типа сводовый подъем и блоковые подвижки различного знака и порядка. Таким образом, ЛКП формация, в отличие от предшествующих формаций, была складчатой, суборогенной, т.е. молассовой в прямом смысле этого понятия.

Помимо складчатых и волновых движений, обусловивших перестройку структурного плана и появление в разрезе ЛКП формации, образование последней несомненно сопровождалось и колебательными движениями. Их отражением в частности является не очень ясно выраженная в некоторых разрезах ЛКП формации элементарная ритмичность. Скорее всего, проявление колебательных движений во время образования ЛКП формации затушевывалось бурным характером перестройки структурного плана, вызванной волновыми и складчатыми движениями.

Полезные ископаемые

Промышленных месторождений полезных ископаемых в отложениях ЛКП формации пока не установлено. Притоки нефти из песчаных пластов нижней части ЛКП формации в Красногорском районе (Угловская площадь) не исключают промышленной нефтегазоносности нижних горизонтов формации. Правда, эти нижние горизонты ЛКП формации скорее всего являются следами или даже верхней частью ПГ формации, подстилающей ЛКП формацию. В остальной части разреза ЛКП формации месторождения нефти и газа мало вероятны в связи с отсутствием хоро-

ших непроницаемых покрышек (прослой аргиллитов и глин), обуславливающих сохранение залежей в коллекторах.

Отдельные прослой песков и глин ЛКП формации на северном Сахалине характеризуются повышенным содержанием (до 8–16%) P_2O_5 . В разрезе по р. Даги прослой фосфоритсодержащих глин достигают 0,4 м мощности. По данным Н.Г. Бродской (1959 б), фосфориты распределены отдельными изолированными очагами в цементе породы, где они совместно с хлоритом, гидробиотитом и пиритом цементируют обломки кварца, полевых шпатов, пироксена, амфибола и кремнистых пород.

Не привлекли еще к себе внимания многочисленные в ЛКП формации прослой лигнитов (мощностью в некоторых случаях до 1 м) ни с точки зрения использования их самих, ни с точки зрения использования сопутствующих им элементов, в частности германия.

ВЕРХНЯЯ ВУЛКАНОМИКТОВАЯ (ДАЦИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (ВВ)

Эталон, объем, распространение, взаимоотношения, возраст

В отличие от ранее рассмотренных вулканомиктовых формаций (НВ и СВ), в эталоне ВВ формации (рис. 45) преобладают лавовые потоки преимущественно основного (базальтового) состава. Подчиненное значение имеют вулканогенно-терригенные (вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники) и терригенные (песчаники, алевролиты и аргиллиты) породы. Этому эталону на Сахалине отвечают прежде всего спорадически распространенные (Углегорский район) отложения орловской вулканогенной толщи и вулканогенные образования лиманской свиты Тымь-Поронайской депрессии и п-ова Терпения (Ковтунович, 1969). Кроме того, к ВВ формации относятся вулканогенные образования, встречающиеся внутри ЛКП формации во всех других районах Сахалина.

Относительно характера взаимоотношения вулканогенных образований ВВ формации с соседними формациями даже по одному Углегорскому району существуют по крайней мере два противоположных мнения. Одни исследователи (П.Д. Шкляев, А.А. Капица, С.Д. Гальцев-Безюк и др.) считают, что вулканогенные образования орловской толщи в виде почти горизонтального или слабо дислоцированного покрова резко несогласно (с угловым и азимутальным несогласием) залегают на более древних различных по составу и степени дислоцированности отложениях.

Другие (В.Н. Шилов, Л.С. Жидкова, О.А. Мельников и др.) рассматривают вулканогенные образования орловской толщи в качестве вулканогенной "фации" внутри нормально-осадочных отложений маруямской свиты, с образованием единой структуры типа так называемого слоевого пирога (Жидкова, Шилов, 1969).

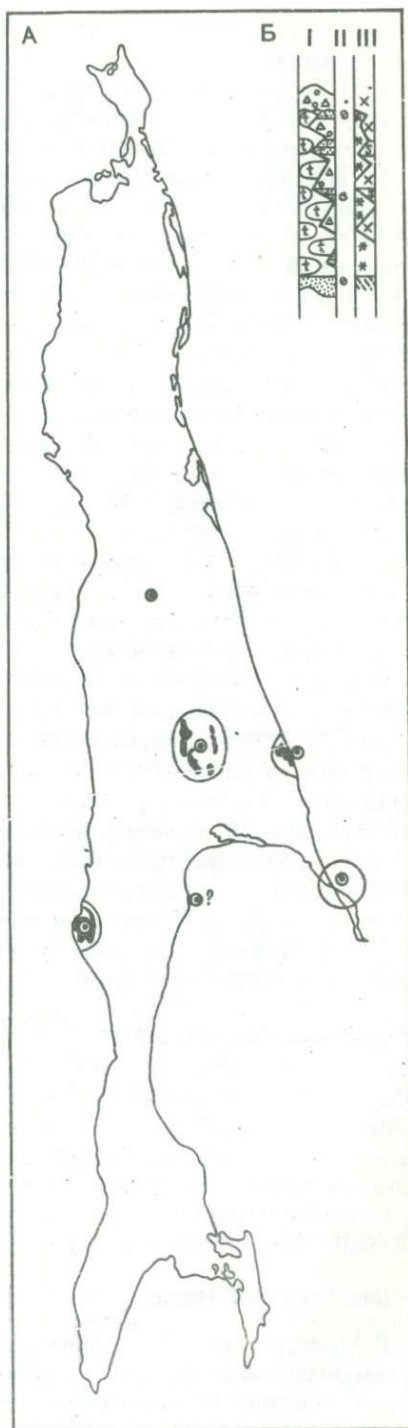
Непримиримость этих двух точек зрения заключается прежде всего в неоднозначном определении объема орловской вулканогенной толщи, а также в чрезмерном обобщении отдельных разрозненных фактов,

Рис. 45. Карта (А) и эталон (Б) ВВ формации. Условные обозначения см. на рис. 1

подтверждающих одну из точек зрения и игнорирующих данные, свидетельствующие ей в ущерб. Большинство исследователей, отстаивая одно из мнений, как правило, спешат оговориться, что они не исключают (а в отдельных случаях отмечают, выделяют и даже подробно характеризуют) вулканогенные образования как внутри нормально-осадочных отложений маруямской свиты (точка зрения "покрова"), так и над ними (точка зрения "слоеного пирога"). Но эти вулканогенные отложения рассматриваются ими либо в качестве осложняющих, второстепенных, либо в качестве вполне самостоятельных, независимых от орловской толщи тел.

В нашем понимании, к ВВ формации относятся все вулканогенные образования "третьей фазы кайнозойского вулканизма" (Шиллов, 1958 б): от потоков лав и прослоев туфов внутри маруямской свиты до прорывающих их куполовидных тел дацитов.

Чаще всего лавовые потоки и туфы формации, залегающие внутри ЛКП формации, формировались в сходных прибрежно-морских условиях и поэтому связаны с вмещающими породами постепенным переходом. Таков характер взаимоотношения ВВ и ЛКП формаций в большинстве районов их совместного развития. Однако нельзя исключить того, что отдельные участки во время эксплозивной деятельности вулканов выводились из-под уровня моря и подвергались размыву. Естественно, что на



таких участках вновь возникавшие лавовые потоки перекрывали нижележащие отложения явно несогласно, с размывом и стратиграфическим перерывом. Если при этом район подвергался складчатым движениям, то лавовые потоки перекрывали подстилающие дислоцированные отложения с угловыми и даже азимутальными несогласиями, причем с тем большими, чем глубже размыв и длительнее перерыв между образованиями лавовых потоков и подстилающими их отложениями. Таким образом, в общем случае образования ВВ формации в зависимости от конкретной обстановки могут иметь с подстилающими (или вмещающими) их отложениями самые различные взаимоотношения: от постепенного, полностью согласного перехода до резких угловых и азимутальных несогласий.

Исходя из этих общих рассуждений, достаточно сложную картину взаимоотношения ВВ формации со смежными формациями следует ожидать и в Углегорском районе. В разрезах совместного и наиболее полного развития образований ВВ и ЛКП формаций (осевая часть прогиба) большинство составляющих ВВ формацию лавовых потоков будет иметь с вмещающими их отложениями ЛКП формации согласные взаимоотношения (полностью отсутствуют угловые, а тем более азимутальные несогласия, малочисленны следы размывов и перерывов в осадконакоплении). Это участки развития так называемой структуры слоеного пирога (пос. Орлово — м. Ламанон).

В разрезах сокращенного развития ЛКП формации, а тем более в местах ее отсутствия (крылья прогиба) вулканогенные образования ВВ формации будут перекрывать подстилающие их отложения с размывом, перерывом в осадконакоплении, угловыми и даже азимутальными несогласиями. Участки с резкими угловыми и азимутальными несогласиями залегания ВВ формации на подстилающих образованиях, приводимые в качестве примера структуры покрова, приурочены, как правило, к периферии распространения отложений ВВ формации, где породы ЛКП формации либо резко сокращены в мощности, либо отсутствуют совсем.

Существенно колеблется возраст ВВ формации. Максимальным диапазоном (от позднего миоцена до позднего плиоцена, включая, возможно, и четвертичный период) отложения ВВ формации, по всей видимости, обладают в центральной части Углегорского района, где вулканогенные образования, относящиеся к ВВ формации, отмечаются еще в нижней части ЛКП формации, широко развиты в верхней и прорываются хорошо выраженными в рельефе куполоподобными телами. К периферии от этого центрального района возрастной диапазон отложений ВВ формации, по всей видимости, несколько сужается, в основном за счет более древней его части.

К позднему миоцену — плиоцену относятся вулканогенные образования ВВ формации и в большинстве других районов своего развития на Сахалине.

Вещественный состав

В Углегорском районе (Ламанонский массив) ВВ формация сложена преимущественно лавовыми потоками, реже вулканомиктовыми брекчиями, конгломерато-брекчиями, песчаниками и туфами. Завершают формацию экстрезивные купола дацитов. Среди лавовых потоков, часто

встречающихся по берегу Татарского пролива, от мыса Старицкого на юге до пос. Орлово на севере и в руслах рек (Ичара, Энто и др.), преобладают подводные лавовые потоки мощностью от 6 до 15 м, сложенные подушечными лавами. Нередко трудно отделимые друг от друга лавовые потоки, наслаиваясь, образуют более или менее монотонные пачки мощностью 50—100 м.

В центральной части Ламананского массива встречаются субаэральные лавовые потоки мощностью до 25 м с агломератовыми корками на контактах. Над составляющим массив лавовым плато возвышаются прорывающие его 300—700-метровые экструзивные купола.

Предположительно к ВВ формации отнесены два лавовых потока андезито-базальтов мощностью 4—5 м на берегу зал. Терпения, южнее м. Лермонтова, в Макаровском районе, а также 20-метровая пачка гиалокластитов в правом береговом обрыве р. Тымь, в 1,5 км западнее с. Усково. Слабо сцементированные, сильно карбонатизированные по трещинам гиалокластиты залегают согласно среди песчаников и алевролитов ЛКП формации. Здесь же, вблизи впадения р. Усково в р. Тымь, в рельефе хорошо выражены две сближенные высоты, сложенные риодацитами.

В остальных районах развития (междуречье рек Ягодной и Березовки на Охотском побережье, м. Пята и гора Лиман на п-ове Терпения, левобережье р. Поронай в Тымь-Поронайской депрессии) ВВ формация представлена обломочными (от грубо- до мелкообломочных) вулканомиктовыми образованиями (вулканомиктовыми брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками). Изредка встречаются туфы в виде небольших по мощности линзовидных прослоев. Обломочный материал плохо окатан и плохо отсортирован. Размер отдельных обломков часто достигает 5—30 см, а иногда и 1 м в сечении.

Лавы и гиалокластиты — основные литотипы ВВ формации в Углегорском и Макаровском районах, а также в северной части Тымь-Поронайской депрессии. Для лав характерна отчетливая подушечная отдельность. Некоторые наиболее крупные подушки достигают 1—1,2 м длины и 0,4—0,5 м ширины или толщины. С поверхности подушки покрыты тонкой (0,5—2,0 см) стекловатой корочкой, ограничивающей слабо раскристаллизованную массу внутренних частей подушек. Часто с поверхности подушки состоят из нескольких (до шести) концентрических слоев последовательно чередующихся стекловатых и обычных лав. Лавы сильно пористые. Поры, а иногда и целые полости выполнены вторичными минералами. Гиалокластиты в отличие от подушечных лав полностью состоят из мелких (до 5 см) угловатых обломков корочек стекловатой лавы, сцементированных карбонатным или железисто-глинистым цементом.

Вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи, конгломераты, гравелиты и песчаники играют ведущую роль в составе ВВ формации на п-ове Терпения и в Тымь-Поронайской депрессии, где нередко образуют крупные (до 30—50 м мощностью) пачки или горизонты, состоящие из плохо отдифференцированной смеси перечисленных пород. В Углегорском районе эти породы встре-

Таблица 28

Химический состав (в %) пород ВВ формации

№ обр.	Место отбора образца	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	Ламанонский массив	Базальт	50,53	16,69	3,55	7,54
2	п-ов Терпения	"	52,01	18,20	2,70	6,25
3	"	Андезит	55,24	15,92	3,50	3,22
4	Восточные склоны Восточно-Сахалинских гор	"	56,20	17,07	3,19	4,01
5	Ламанонский массив	"	56,48	18,56	4,51	2,02
6	Тынь-Поронайская низменность	"	57,24	18,71	2,41	3,63
7	п-ов Крильон	"	58,88	18,51	2,00	2,08
8	Ламанонский массив	Дацит	67,17	17,90	1,62	1,33
9	Тынь-Поронайская низменность	Риодацит	68,12	15,63	3,05	0,33

Таблица 28 (окончание)

№ обр.	Место отбора образца	Порода	H ₂ O	П.п.п.	Σ
1	Ламанонский массив	Базальт	1,83	1,53	100,78
2	п-ов Терпения	"	0,10	0,26	100,29
3	"	Андезит	1,09	0,61	100,67
4	Восточные склоны Восточно-Сахалинских гор	"	0,29	0,73	100,10
5	Ламанонский массив	"	0,27	1,16	100,13
6	Тынь-Поронайская низменность	"	0,59	1,18	100,54
7	п-ов Крильон	"	0,34	1,19	99,72
8	Ламанонский массив	Дацит	0,19	0,38	100,51
9	Тынь-Поронайская низменность	Риодацит	0,21	1,96	100,49

	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ}
	0,50	0,13	0,46	8,60	5,95	2,87	0,46	0,16
	1,27	0,12	0,13	10,82	5,68	2,18	0,50	0,05
	0,15	0,10	0,08	7,57	5,71	6,20	1,01	0,27
	0,79	0,29	0,12	6,78	3,42	4,80	2,41	-
	0,63	0,11	0,33	7,68	4,39	2,18	1,81	-
	0,66	0,13	0,12	6,78	4,44	3,37	2,20	0,08
	0,58	0,06	0,09	7,08	3,90	3,77	1,14	0,10
	0,18	0,07	0,14	5,45	0,94	4,22	0,87	0,05
	0,26	0,03	-	3,54	0,91	4,04	2,41	-

чаются в виде отдельных маломощных прослоев. Всем им свойственны наиболее типичные особенности вулканомиктовых формаций: зеленовато-серая окраска, слабая отсортированность и очень низкая степень окатанности обломочного материала, почти полное отсутствие слоистости, многочисленные обугленные растительные остатки.

Вулканогенные породы ВВ формации, по данным В.Н. Шилова, В.Ф. Ерохова, Ю.М. Ковтунович и других, представлены широким рядом — от базальтов до риодацитов (оливиновые базальты, двупироксеновые андезиты, риодациты), с преобладанием пород основного и среднего состава (табл. 28). Кислые породы имеют явно подчиненное значение.

Оливиновые базальты слагают большую часть лавовых потоков, гиалокластитов, обломков в вулканомиктовых породах. Внешне это плотные мелкозернистые, но хорошо раскристаллизованные породы черного цвета. Структура афанитовая или порфирировая. Микроструктура основной массы интерсертальная. Порфирировые выделения на 90% представлены мелкими (до 1 мм) таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (битовнит). Зерна оливина размером до 0,5 мм, как правило, замещены хлорит-серпентином.

Основная масса состоит из удлиненных микролитов плагиоклаза, мелких зерен моноклинного пироксена и магнетита, погруженных в вулканическое стекло. Пироксен составляет более половины объема основной массы. Для базальтов, образующих подушечные лавы и субазральные лавовые потоки, характерны широкие колебания в количест-

венных соотношениях минеральных компонентов. Так, во внутренних частях лавовых подушек 50–60% объема породы приходится на вулканическое стекло, 30–40% составляют вкрапленники плагиоклазов и около 10% остается на долю темноцветных минералов: оливина и клинопироксена.

В краевых частях подушек вулканическое стекло составляет 70–90% объема породы. На мелкие рассеянные лейсты плагиоклазов приходится 10–15%, а на оливин и пироксен — не более 5%. Заметно сокращается число вкрапленников от внутренних частей к внешним и в субэвральных лавовых потоках.

Двупироксеновые андезиты слагают в большинстве случаев обломки в вулканомиктовых породах ВВ формации. По внешнему виду это плотные, иногда пористые породы свежего облика темно-серого, изредка с красноватым оттенком, цвета. Структура порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазами, ромбическими и моноклинными пироксенами.

Более половины объема породы занимает основная масса, состоящая из микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена и магнетита, заключенных в свежее вулканическое стекло.

Риодациты в составе ВВ формации, помимо обломков в вулканомиктовых породах, слагают большинство хорошо выраженных в рельефе куполовидных тел в Углегорском районе (массив Ламанон) и Тымь-Поронайской депрессии (две конусовидные возвышенности в районе с. Усково). Цвет пород сиреневато- или светло-серый, иногда с зеленоватым оттенком. Структура порфировая. Порфировые выделения (5–15% объема породы) в основном состоят из плагиоклазов, изредка встречается роговая обманка, еще реже — кварц. Основная масса фельзитовая.

Туфы не играют значительной роли в составе ВВ формации. Встречаются в виде отдельных небольших по мощности прослоев среди вулканомиктовых образований ВВ формации. По составу исходного материала выделяются две разновидности туфов: дацитовые и андезитовые. Явно преобладающие дацитовые туфы (белого или желтовато-серого цвета, псаммитовые, кристалло-витрокластические) состоят из вулканического стекла, плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца и обломков эффузивных пород. В составе андезитовых туфов (лито-кристаллокластических) в отличие от дацитовых преобладают обломки эффузивных пород и осколки таких минералов, как плагиоклаз, пироксен и роговая обманка.

Условия формирования

Палеогеографические. Состав, строение и происхождение слагающих ВВ формацию пород, их взаимоотношение с вмещающими породами показывают, что ВВ формация сформировалась в различных условиях. Большая часть лавовых потоков и гиалокластитов основного (базальтового) состава, согласно (с постепенным переходом) залегающих внутри прибрежно-морских образований ЛКП формации, возникла за

счет подводных лавовых излияний в мелководном морском бассейне. Ряд лавовых потоков, несогласно (с размывом, перерывом, а иногда с угловым и азимутальным несогласием) перекрывающих подстилающие отложения ЛКП формации, а тем более древние формации, видимо, образовался в субазральных условиях. Вулканомиктовые образования ВВ формации (вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники) появились, по всей вероятности, в результате разрушения вулканических построек и субазральных лавовых потоков и последующего переотложения продуктов разрушения в прибрежно-морских, лагунных или наземных условиях. В сходных условиях формировались, наверно, и прослой туфов. Наконец, отчетливо выраженные в современном рельефе дацитовые купола расцениваются в общепринятом порядке как результат выжимания достаточно вязкой лавы из подводных вулканических каналов на завершающей стадии эффузивной деятельности.

В самом общем виде образование ВВ формации можно представить следующим образом. Оно началось подводными излияниями базальтовых лавовых потоков. Несколько позднее возникли обычные вулканические постройки островного типа, за счет разрушения которых вокруг построек образовались концентрические зоны вулканомиктовых пород (вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники). На выведенных из-под уровня моря участках застыли субазральные лавовые потоки. В последнюю стадию в связи с общим раскислением магматического расплава в очагах произошло выжимание вязкой кислой магмы из подводных каналов к поверхности вулканических каналов, что и привело к образованию дацитовых куполов.

Такая полная последовательность в образовании ВВ формации бесспорно установлена лишь в Углегорском районе и несколько предположительно в Тымь-Поронайской депрессии. На п-ове Терпения в наблюдаемых разрезах ВВ формация сложена исключительно вулканомиктовыми породами, а в Макаровском районе к ней относятся лишь два небольших по мощности подводных лавовых потока.

По методике определения местоположения эруптивных центров по составу и особенностям распределения вулканогенного материала выделен ряд эруптивных центров, обусловивших образование ВВ формации Сахалина (см. рис. 45): Ламанонский, Макаровский, Поронайский, Усковский, Березовский и м. Пята.

Палеотектонические. Образование ВВ формации происходило в условиях перестройки структурного плана, вызванного сахалинской фазой складчатости. Распределение отложений ВВ формации на фоне вновь формирующегося структурного плана (см. рис. 45) показывает, что она участвовала в выполнении некоторых как унаследованных, так и новообразованных прогибов. ВВ формация Углегорского и Макаровского районов сформировалась на крыльях вновь возникшего поднятия на месте Западно-Сахалинского хребта, причем в наиболее приподнятой (центральной) части этого поднятия. Относительно прежнего структурного плана эти два района развития ВВ формации приурочены к центральной (приосевой) части древнего (доинверсионного) прогиба. В остальных

районах развития ВВ формация участвует в выполнении прогибов вокруг унаследованного поднятия на месте Восточно-Сахалинского хребта.

Своим происхождением ВВ формация обязана почти исключительно вулканогенному фактору.

Полезные ископаемые

В отложениях ВВ формации пока, к сожалению, не выявлено каких-либо видов полезных ископаемых. Ограниченное использование эти отложения нашли лишь в местном дорожном строительстве, хотя, по всей вероятности, могут быть перспективны на все виды полезных ископаемых, связанных с вулканомиктовыми формациями. Правда, при этом следует иметь в виду небольшие мощности и незначительность развития отложений ВВ формации на Сахалине.

ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА
НА САХАЛИНЕ

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Приведенные в предыдущей главе сведения по вещественному составу кайнозойских формаций Сахалина показывают, что исходный для них материал обязан своим происхождением терригенному, вулканогенному, хемогенному и органогенному факторам, с резким преобладанием терригенного фактора (табл. 29).

Особенно важную (превалирующую) роль терригенный фактор играл при образовании песчано-глинистой и молассовой мегаформаций. Действием почти одного лишь этого фактора объясняется образование всех формаций, составляющих песчано-глинистую мегаформацию: ПК, НУПГ, АП и ПАА. На долю органогенного фактора, с которым связано образование каменного угля и углистых сланцев в НУПГ, ПК и АП формациях и ракушняков в АП формации, приходится не более 5%. Кроме того, для формации ПАА не исключается небольшое влияние хемогенного и вулканогенного факторов. Их воздействие, возможно, обусловило спорадическое появление в верхах формации ПАА пачки кремнистых алевролитов и аргиллитов и отдельных прослоев вулканомиктовых песчаников. Однако эти породы составляют суммарно не более 5% общего объема формации ПАА.

Сходная картина характерна и для большинства формаций, составляющих молассовую мегаформацию. Влиянию почти одного лишь терригенного фактора здесь обязаны происхождением ВУПГ, ВАП, ПГ и ЛКП формации. Каменные угли и углистые сланцы ВУПГ формации и лигниты ЛКП формации, образовавшиеся за счет органогенного фактора, не превышают 3% объема формаций. Однако в отличие от песчано-глинистой мегаформации в составе молассовой мегаформации присутствуют формации, в образовании которых существенная или даже решающая роль принадлежала не терригенному, а хемогенному, органогенному или вулканогенному факторам. Так, резко преобладающие в составе выделяемой в молассовой мегаформации формации КДА кремнистые аргиллиты, алевролиты и диатомиты обязаны своим происхождением в основном хемогенному и органогенному факторам. С вулканогенным фактором связано в основном образование ВВ формации. Правда, в общем объеме молассовой мегаформации эти формации составляют не более 25%, так что терригенный фактор в целом является ведущим и для молассовой мегаформации.

Таблица 29

Состав (в %) кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций

Мегафор- мация	Формация	Терригенные			
		конгломе- раты, гра- велиты	песчаники	алевролиты	аргиллиты, гли- ны
Молассовая	ВВ	—	2	—	—
	ЛКП	5-10	60-80	5-20	0-5
	ПГ	0-1	20-50	5-25	50-80
	КДА	0-1	0-1	—	—
	ВАП	0-1	75-85	3-22	4-12
	ВУПГ	0-5	25-45	30-70	3-15
Эффузивно- кремнистая	СВ	—	—	—	—
	НАП	0-1	65-90	5-30	0-5
	ААП	0-3	—	10-25	10-25
	ГАА	—	5-10	15-20	55-75
	КАА	0-1	1-5	—	—
	НВ	0-1	—	10-15	—
Песчано- глинис- тая	ПАА	0-5	10-70	10-70	10-20
	АП	0-2	50-70	10-20	10-20
	НУПГ	0-5	20-60	10-35	25-60
	ПК	50-60	25-30	5-10	0-5

Совершенно иной характер имеет эффузивно-кремнистая мегаформация. Составляющие ее формации своим происхождением обязаны, помимо терригенного, вулканогенному (НВ, СВ и частично ААП формации) и хемогенному (формация КАА) факторам. Лишь формации ГАА и НАП обусловлены, видимо, действием только терригенного фактора, но эти формации едва ли превышают 5% общего объема эффузивно-кремнистой мегаформации.

Вулканогенный фактор явно преобладал над терригенным при формировании вулканомиктовых (НВ и особенно СВ) формаций. Доминирующие в составе этих формаций породы (агломераты, вулканомиктовые брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, иногда туфы и даже лавы) возникли в основном за счет разрушения вулканических построек (палеовулканов) с последующим переотложением грубообломочного вулканогенного материала в прибрежно-морских условиях, а также (в редких случаях) за счет непосредственного излияния лавовых потоков или образования туфов. Терригенный материал, поступавший в седиментационный бассейн с поднятий тектонического происхождения (областей сноса), в составе НВ и особенно СВ формаций играл явно подчиненную или даже несущественную роль. Сравнительно небольшое значение имел терригенный фактор, видимо,

Сахалин

Вулканогенно-терриген- ные	Вулканогенные	Хемоген- но-терри- генные	Органогенные		
			диатомиты	лигниты, каменные угли, ра- кушняки	
вулcano- миктовые брекчии, конгломе- раты, гра- велиты	вулcano- миктовые песчаники	лавы	туфы	кремни- стые алев- ролиты и аргиллиты	
2-60	2-30	0-90	2	—	—
—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	70-90	—
—	—	—	—	—	10-30
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1-3
60-80	15-35	0-5	1-15	—	—
—	—	—	—	—	—
—	40-80	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
5-10	5-10	—	—	80-90	?
0-30	50-70	0-10	0-5	10-15	—
—	—	—	—	0-5	—
—	—	—	—	—	0-1
—	—	—	—	—	2-5
—	—	—	—	—	0-1

и при формировании наиболее крупной и широко распространенной формации КАА из эффузивно-кремнистой мегаформации. Кремнезем, составляющий значительную часть кремнистых алевролитов и аргиллитов этой формации, связан либо с хемогенным, либо с органогенным, либо, наконец, с тем и другим фактором. Очевидно, что и вулканомиктовые песчаники формации ААП большей частью возникли не за счет выноса обломочного материала с областей сноса тектонического происхождения, а так же, как формации НВ и СВ, за счет разрушения вулканических построек островного типа, возвышавшихся над уровнем моря внутри седиментационного бассейна. Таким образом, в целом эффузивно-кремнистая мегаформация в отличие от двух смежных мегаформаций характеризуется значительно большей (иногда ведущей) ролью вулканогенного и хемогенного (или хемогенно-органогенного) факторов и значительно меньшей долей участия терригенного фактора.

В прямой зависимости от влияния того или иного фактора в образовании формаций находится и соотношение пород, составляющих формацию. Кстати, этот признак является наиболее важным (определяющим) при выделении, наименовании и индексации формаций.

В вулканомиктовых формациях (НВ, СВ и ВВ) явно преобладают (составляют не менее 50%) вулканогенные (лавы, туфы) или вулка-

ногенно-терригенные (агломераты, вулканомиктовые брекчи, конгломерато-брекчи, конгломераты и песчаники) породы. Нормальные терригенные породы в составе НВ формации не превышают 20%, а в двух других почти совсем отсутствуют. По составу обломков вулканогенных пород нижняя вулканомиктовая формация относится к дацит-андезитовой (наиболее кислая), средняя — к андезит-базальтовой (наиболее основная), а верхняя — к дацит-базальтовой (наиболее пестрая).

В кремнистых формациях (КАА, КДА), обязанных своим происхождением в значительной мере хемогенному или хемогенно-органогенному факторам, резко преобладают тонкозернистые породы: кремнистые алевролиты и аргиллиты, а в КДА — дополнительно и диатомиты. Грубообломочные породы в этих формациях, как правило, не превышают 15%. К этой группе формаций по резкому преобладанию тонкозернистых пород (алевролиты и аргиллиты) примыкает и формация глинистых алевролитов и аргиллитов (ГАА), отличающаяся от КАА лишь полным отсутствием окремнения пород.

Среди формаций, связанных с резко преобладающим влиянием терригенного фактора, выделяется довольно многочисленная группа алевролитопесчаниковых формаций (АП, НАП и ВАП), в составе которых ведущую роль играют песчаники (АП — 50–70%, НАП — 65–90%, а ВАП — 75–85%). К этой группе близка и формация ААП, на 40–80% состоящая из вулканомиктовых песчаников. По своему составу она является промежуточной между вулканогенными и терригенными формациями.

По соотношению пород к алевролитопесчаниковой группе формаций довольно близка и формация ПАА (песчаники 10–70%, алевролиты 10–70%, аргиллиты 10–20%), но в отличие от них она почти полностью лишена слоистости и ритмичности в строении, что ставит ее в несколько особое положение по сравнению с другими терригенными формациями такого рода.

Противоположной алевролитопесчаниковой группе формаций по соотношению грубо- и тонкозернистых пород, но близкой по строению, является ПГ формация, в которой тонкозернистые породы (алевролиты, аргиллиты или глины) существенно преобладают над грубозернистыми (песчаники, конгломераты).

Самостоятельной группой среди терригенных формаций выделяются угленосно-песчано-глинистые формации (НУПГ и ВУПГ), характеризующиеся примерно одинаковым соотношением грубо- (песчаники, гравелиты и конгломераты) и тонкозернистых (алевролиты и аргиллиты) пород и постоянным наличием прослоев углистых сланцев и каменного угля (до 5% объема формации).

Особое положение среди терригенных формаций Сахалина занимают ПК и ЛКП формации. Первая характеризуется преобладанием в составе наиболее грубообломочных пород — гравелитов и конгломератов (50–60%), подчиненной ролью песчаников (25–30%) и незначительной долей тонкозернистых пород — алевролитов и аргиллитов (10–15%). В ЛКП формации, наоборот, основной составной частью (60–80%) являются песчаники или пески. Остальные породы имеют резко подчиненное значение: конгломераты и гравелиты — 5–10%, алевролиты 5–20%, ар-

гиллиты и глины — не более 5%. К характерным особенностям этой формации относятся часто встречающиеся прослои лигнитов, отсутствие ясной слоистости и ритмичности.

Выделенные формации отличаются не только составом — количественным соотношением слагающих пород, но и формой их залегания, т.е. строением. Строение или характер распределения основных литотипов внутри формации — второй определяющий признак при ее выделении.

Анализ строения кайнозойских формаций Сахалина показал, что подавляющее большинство формаций отличается отчетливо выраженной ритмичностью в напластовании слагающих их пород. Особенно четко выражена элементарная ритмичность, преимущественно трансгрессивного типа. Ею обладают почти все терригенные формации: ПК, НУПГ, АП, ААП, НАП, ВУПГ, ВАП и ПГ. Исключение составляют лишь формации ПАА, ГАА и ЛКП, что объясняется особенностями их происхождения. Элементарная ритмичность отсутствует, как правило, в вулканомиктовых (НВ, СВ и ВВ) и кремнистых (КАА, КДА) формациях, в образовании которых ведущую роль играли вулканогенный, хемогенный и органогенный факторы.

Наиболее общий полный терригенный элементарный ритм, как известно, включает такой набор пород: конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит — аргиллит — алевролит — песчаник — гравелит — конгломерат. Большинство кайнозойских формаций Сахалина характеризуется неполными ритмами. Чаще всего это связано с отсутствием верхних регрессивных частей ритмов, а оставшиеся части ритмов отделены друг от друга отчетливыми следами размывов и перерывов в осадконакоплении.

Наиболее пестрые по содержанию и грубозернистые по составу ритмы у ПК формации: конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит — аргиллит — углистый аргиллит (иногда). В ритмах НУПГ и ВУПГ формаций резко уменьшается значение конгломератов и гравелитов и увеличивается значение песчаников, алевролитов и аргиллитов, а к последним добавляются каменные угли и углистые сланцы. В элементарных ритмах формаций алевролитопесчанниковой группы (АП, ААП, НАП и ВАП) главную роль играют песчаники, особенно в формациях АП, НАП и ВАП; алевролиты и аргиллиты имеют подчиненное значение; угли и углистые сланцы, как правило, отсутствуют, а конгломераты и гравелиты в основании ритмов встречаются спорадически. В формации ААП, в отличие от других формаций этой группы, место песчаников в ритмах зачастую занято вулканомиктовыми песчаниками. Алевролиты и аргиллиты, составляющие верхние части ритмов, в формациях АП и ААП очень часто образуют крупные пачки с тонким (флишоидным) переслаиванием пород. Такая особенность свойственна и элементарным ритмам ПГ формации, но здесь алевролиты и аргиллиты суммарно существенно преобладают над песчаниками.

Наряду с элементарными ритмами, отражающими порядок напластования горных пород внутри формаций, в кайнозойских отложениях Сахалина отмечается ритмичность и более крупного ранга, отражающая особенности распределения исходного материала внутри рядов формаций

или мегаформаций. Отчетливо выделяются три таких крупных ритма (или макроритма), отвечающих трем известным седиментационным циклам: палеогеновому, миоценовому и миоцен-плиоценовому (Мельников, 1970), полностью соответствующих трем выделенным нами мегаформациям: песчано-глинистой, эффузивно-кремнистой и молассовой.

Первый (палеогеновый) макроритм (песчано-глинистая мегаформация) имеет ярко выраженный трансгрессивный характер, почти полностью лишен верхней регрессивной части и состоит исключительно из терригенных формаций. Снизу вверх по разрезу макроритма закономерно уменьшается количество конгломератов, возрастает количество песчаников, а в верхах макроритма — алевролитов и аргиллитов.

Второй (миоценовый) макроритм (эффузивно-кремнистая мегаформация) более или менее симметричный, с некоторым смещением максимума к началу макроритма. Он сопровождался интенсивным проявлением вулканизма, особенно сильным в самом начале и в конце, что привело к образованию начальной и завершающей грубозернистых вулканомиктовых формаций, разделенных формациями, в которых тонкообломочные породы преобладали над грубозернистыми с постепенным изменением к обратному соотношению в направлении к подошве и кровле макроритма.

Третий (миоцен-плиоценовый) макроритм (молассовая мегаформация), как и первый (палеогеновый), состоит в основном из терригенных формаций, но отличается относительной полнотой и симметричностью. Кроме того, на завершающей стадии он сопровождался слабым проявлением вулканизма.

Большинство пород, слагающих кайнозойские формации Сахалина, характеризуется отчетливой слоистостью. В тонкозернистых (глинистых) породах преобладает параллельная слоистость. Она особенно свойственна породам формаций КАА, ГАА и КДА, в которых слабо или почти не проявлена охарактеризованная выше элементарная ритмичность. Косая слоистость наблюдается в песчаниках большинства терригенных формаций. Здесь же иногда отмечаются и следы волноприбойной ряби.

Отсутствует или плохо выражена слоистость в грубозернистых породах вулканомиктовых формаций: агломератах, вулканомиктовых брекчиях, конгломерато-брекчиях, конгломератах, гравелитах и песчаниках. Плохо выражена слоистость в породах формаций ПАА и ЛКП.

Преобладающие в большинстве кайнозойских формаций Сахалина алевролитопесчаные породы по составу обломочной части представляют собой, по классификации В.Д. Шутова, в основном полевошпат-кварцевые граувакки (табл. 30). Они явно преобладают во всех формациях песчано-глинистой и молассовой мегаформаций. Им сопутствуют чаще всего кварц-полевошпатовые граувакки (все формации песчано-глинистой мегаформации, ЛКП и ВУПГ формации молассовой мегаформации) или граувакковые аркозы (формации ПГ, КДА и ВАП молассовой мегаформации).

Близкая к обратной картина наблюдается в алевролитопесчаных образованиях эффузивно-кремнистой мегаформации. В большинстве составляющих ее формаций основной разновидностью являются кварц-

полевошпатовые граувакки, а сопутствующими – собственно граувакки (ААП, КАА), полевошпат-кварцевые граувакки (НАП) или граувакковые аркозы (ГАА). В вулканомитовых формациях (НВ и, по-видимому, СВ) собственно граувакки являются даже основной разновидностью алевролитово-песчаных пород.

Такое резкое отличие эффузивно-кремнистой мегаформации от смежных с ней песчано-глинистой и молассовой мегаформаций явно связано с влиянием вулканогенного фактора при образовании пород эффузивно-кремнистой мегаформации, с ведущей ролью этого фактора в образовании составляющих мегаформацию формаций, особенно вулканомиктовых (НВ и СВ) формаций.

Эта особенность хорошо подтверждается значениями коэффициента мономинеральности, содержанием некоторых минералов в составе тяжелой фракции. Коэффициент мономинеральности для формаций песчано-глинистой и молассовой мегаформаций, как правило, превышает 1, достигая в отдельных образцах 1,5–2 и даже 3, тогда как в формациях эффузивно-кремнистой мегаформации он за редким исключением не превышает 1. Особенно низкие значения коэффициента мономинеральности свойственны породам вулканомиктовых формаций.

В формациях эффузивно-кремнистой мегаформации по сравнению с молассовой и особенно песчано-глинистой мегаформациями заметно возрастает содержание неустойчивых минералов. Так, среднее содержание пироксенов в породах формаций песчано-глинистой мегаформации не превышает 6,4–6,6%, а в породах формаций эффузивно-кремнистой мегаформации увеличивается до 34,2%. Аналогичное положение отмечается и в отношении средних содержаний роговой обманки: 1–2,8% – в песчано-глинистой мегаформации, до 6,9% – в эффузивно-кремнистой мегаформации. Объясняется это интенсивным разрушением надводных вулканических построек, сложенных эффузивными породами, среди которых особенно широко были развиты пироксеновые и роговообманковые андезиты.

Обломочный материал большинства кайнозойских формаций Сахалина характеризуется низкой степенью сортировки. Особенно плохо отсортированы породы вулканомиктовых формаций и некоторых формаций молассовой мегаформации (ЛКП). Сравнительно высокой степенью сортировки отличаются породы почти всех без исключения формаций песчано-глинистой мегаформации. В целом для кайнозойских формаций Сахалина намечается общая тенденция ухудшения отсортированности обломочного материала вверх по разрезу – от песчано-глинистой мегаформации к молассовой (без учета вулканомиктовых формаций).

Цемент в большинстве кайнозойских формаций Сахалина более или менее одинаков как по структуре (поровый или базальный, реже – соприкосновения, крустификационный или пленочный), так и по составу (глинистый или известково-глинистый, иногда кремнисто-глинистый или сидеритовый). Сидеритовый состав цемента отмечается в основном в угленосно-песчано-глинистых формациях (НУПГ и ВУПГ), а кремнисто-глинистый – в кремнистых формациях (КАА и КДА).

Таблица 30

Литолого-петрографический состав кайнозойских осадочных и вулканогенно-

Мега-форма-ция	Форма-ция	Основные компоненты* обломочной части, %					
		кварц	плагио-клаз	калицшпат	обломки пород		
					метамор-фические	осадоч-ные	эффу-зивные
Молассовая	ВВ	-	-	-	-	-	-
	ЛКП	25-35 30	20-35 25	0-10 1	10-20 16	10-20 15	5-25 10
	ПГ	40-45 43	8-20 13	10-20 14	-	18-38 25	0-5 2
	КДА	25-40 32	20-25 20	0-5 2,5	10-20 16	10-20 15	10-20 10
	ВАП	35-40	3-10	15-25	20-25	10-15	0-5
	ВУПГ	25-45 35	5-25 14,5	5-22 13	0-25 18	11-25 16	0-10 3,5
Эффузивно-кремнистая	СВ	-	-	-	-	-	-
	НАП	22,5-45 30	3,5-20 11	0-25 17	0-13 7	14-35 21	0-15 9
	ААП	15-30 22	20-40 24,5	0-10 4,6	10-25 14,5	5-10 8,5	15-40 25
	ГАА	30-45 33	7-17,5 9,5	5-28,5 18,3	5-9,5 3	11,5-40 26,3	4-10,5 3
	КАА	10-50 23	10-40 30	0-20 5	5-25 12	0-20 8	15-40 22
НВ	5-35 16,6	15-35 24,5	0-10 5	5-20 13	0-10 7,3	10-60 34	

осадочных формаций Сахалина

Разновидности пород, по В.Д. Шутову (1967)		Коэффи-циент мо-номина-ральности	Состав цемента	Тип цемента	Коэффи-циент сорти-ровки
основные	сопутствующие				
-	-	-	-	-	-
Палевошпат-кварцевая граувакка	Кварц-полево-шпатовая граувакка	1,3	Глинистый, известково-глинистый	Базальный, поровый	5-7,5
То же	Граувакковый аркоз	1,1	То же	Поровый, базальный	2,5-7
"	То же	-	Глинистый, кремнисто-глинистый	Базальный, поровый	2,5-4,0
"	"	1,5	Глинистый, известково-глинистый	Поровый, базальный	2-5,5
"	Кварц-полево-шпатовая граувакка	1,2	Глинистый, известково-глинистый, сидеритовый	Базальный, соприкосновения, поровый	2,5-7
-	-	-	-	-	-
Кварц-полево-шпатовая граувакка	Полевошпат-кварцевая граувакка	-	Глинистый известково-глинистый	Поровый, соприкосновения	2-7
То же	Собственно граувакка	1,0	Глинистый, известково-глинистый	Поровый, соприкосновения, базальный	1,6-3,1
Полевошпат-кварцевая граувакка	Граувакковый аркоз	1,2	Глинистый, известково-глинистый, сидеритовый	Базальный, поровый	2,5-4,5
Кварц-полево-шпатовая граувакка	Собственно граувакка, граувакковый аркоз	0,9	Кремнисто-глинистый, известково-глинистый	Базальный, поровый, пленочный (крустификационный)	1,7-4,3
Собственно граувакка	Кварц-полево-шпатовая граувакка	0,6	Глинистый, известково-глинистый	Поровый, базальный	3-6

Таблица 30 (окончание)

Мега- форма- ция	Форма- ция	Основные компоненты* обломочной части, %					
		кварц	плагио- клаз	калишпат	обломки пород		
					метамор- фические	осадоч- ные	эффузив- ные
Песчано-глинистая	ПАА	10-45 27	10-40 22,5	0-10 3	5-35 19	5-20 9,3	5-50 14
	АП	20-40 30	10-20 17	0-15 5	10-30 22	5-25 18	5-15 8
	НУПГ	25-35 29	10-30 19	0-10 5,5	10-25 17,5	5-15 10,5	15-25 18
	ПК	20-35 26	10-15 13	0-10 5	20-35 25	5-20 13	15-25 17

* В числителе — пределы содержания, в знаменателе — среднее значение.

Сравнительно однообразен в кайнозойских формациях Сахалина и состав глинистых минералов. Преобладают глины полимиктового состава, в которых основная роль принадлежит гидрослюдам, а второстепенная — монтмориллониту, каолиниту, бейделлиту, хлориту. Лишь в угленосно-песчано-глинистых формациях (НУПГ и ВУПГ) гидрослюда не играют ведущей роли, уступая ее монтмориллониту и каолиниту. Отдельные небольшие прослои глин и аргиллитов мономинерального или близкого к нему состава отмечаются в формациях КАА (преобладает монтмориллонит) и ГАА (преобладает бейделлит). Судя по реликтам пепловой структуры, бентонитовые глины формации КАА образовались за счет преобразования в подводных условиях материала тонких пепловых прослоев, часто встречающихся в составе этой формации.

Совместное нахождение самостоятельных прослоев относительно зрелых глин монтмориллонитового и каолинитового составов в НУПГ и ВУПГ формациях объясняется скорее всего составом исходного материала и условиями образования этих формаций. Монтмориллонит сформировался в результате преобразования слоистых силикатов и вулканогенного материала в озерно-лагунных условиях, а каолинит — за счет размыва и переотложения в болотных условиях небольших по мощности кор выветривания, возникавших в пределах областей сноса во время их относительной стабилизации. Об активности химического выветривания в такие моменты свидетельствует близкий к упорядоченному тип распределения малых элементов (ванадий, никель, стронций, титан), в верхних частях ритмов (песчаник — алевролит — аргиллит) ПК и НУПГ формаций.

Разновидности пород, по В.Д. Шутову (1967)		Кoeffици- ент мо- номи- нераль- ности	Состав цемента	Тип цемента	Кoeffици- ент сорти- ровки
основные	сопутствующие				
Полевошпат- кварцевая граувакка	Кварц-полево- шпатовая граувакка	1,3	Глинистый, известково- глинистый	Поровый, базальтный	3-6
То же	То же	1,2	То же	То же	3-5
"	"	1,3-3	Глинистый, известково- глинистый, сидеритовый	Базальный, крустифи- кационный, поровый	3-5
"	"	1-2	Глинистый, кварцево- глинистый	Поровый, соприкос- новения, базальный	3-5

Для большинства пород кайнозойских формаций Сахалина характерен целый ряд эпигенетических изменений. По первичному глинистому цементу в породах угленосно-песчано-глинистых формаций (НУПГ и ВУПГ) развиваются пелитоморфный и мелкокристаллический сидерит или кальцит, фрамбоиды и кристаллы пирита, хлопьевидные агрегаты гидроокислов железа. В породах морского происхождения сюда добавляются коллофан и глауконит, но почти не встречается сидерит.

В наиболее глубоко погружавшихся формациях ПК и НУПГ встречаются породы, по глинистому цементу которых часто развивается кварц в лапчатых зернах с зубчатыми поверхностями соприкосновения. Обломочный кварц в таких породах часто испытывает регенерацию с образованием узких каемок, параллельных первоначальным контурам зерен. Зачастую цементирующее вещество отсутствует и зерна, непосредственно соприкасаясь (стилолитосутурный контакт), несут признаки взаимного приспособления, вдавливания, частичного растворения, очевидно, за счет большого удельного давления. Часто встречаются довольно крупные по размеру (до 2 мм) скопления мелких зеленоватых зерен новообразованного эпидота. Все это свидетельствует об относительно глубоком эпигенетическом преобразовании пород ПК и НУПГ формаций — подзона "карбонатно-кварцево-глинистого" цемента (Долуда и др., 1968), переходном между этапами начального и глубинного эпигенеза. Вышележащие формации по эпигенетическим изменениям в породах относятся к начальному этапу эпигенеза — подзона "карбонатно-глинистого" цемента (Долуда и др., 1968) или подзоны "неизмененного глинистого" и "хлорито-кремнистого" цемента (Коссовская, Шутов, 1956).

Фашиальный анализ показывает чрезвычайное разнообразие палеогеографических условий, в которых формировались кайнозойские формации Сахалина (табл. 31). Большинство их (АП, НВ, ААП, НАП, СВ, ВАП, ПГ и частично ЛКП) образовалось в прибрежно-морских и мелководных морских условиях. Значение этих фаций вверх по разрезу постепенно возрастало. Наименьшим оно было в песчано-глинистой мегаформации, наибольшим — в молассовой.

Широкое развитие в кайнозойских формациях Сахалина имели континентальные фации: речные, озерные, болотные, в меньшей степени — фации заливов и лагун (ПК, НУПГ и ВУПГ). Эти фации особенно широко представлены в песчано-глинистой мегаформации, значительно меньше — в молассовой и почти полностью отсутствуют в эффузивно-кремнистой. Противоположный характер распространения по мегаформациям имели относительно глубоководные морские фации (формации ПАА, КАА, ГАА и КДА): широкое развитие в эффузивно-кремнистой мегаформации, значительно меньшее — в молассовой и очень ограниченное — в песчано-глинистой.

Большое влияние на условия образования некоторых кайнозойских (НВ, СВ, ВВ, частично КАА и ААП) формаций Сахалина оказал вулканизм. Это влияние выразилось главным образом в накоплении в сравнительно мелководных прибрежно-морских условиях продуктов разрушения вулканических построек островного типа. Непосредственно вокруг построек как центров располагались фации агломератов, вулканомиктовых брекчий и конгломерато-брекчий, которые к периферии постепенно переходили в фации вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников, а еще дальше — в нормально-осадочные породы. Часто вулканогенные образования — лавы и туфы — имеют в кайнозойских формациях Сахалина резко подчиненное значение. Некоторое исключение составляет лишь ВВ формация, в которой лавовые потоки составляют значительную ее часть.

Вулканизм резко сказался лишь при накоплении исходного материала эффузивно-кремнистой мегаформации, большинства составляющих ее формаций. Узко спорадически он проявился во время образования молассовой мегаформации и полностью отсутствовал при образовании песчано-глинистой мегаформации.

Сравнительно меньше развиты в кайнозойских формациях Сахалина относительно глубоководные морские фации. Они свойственны формации ПАА, завершающей песчано-глинистую мегаформацию, особенно широко развиты в формациях КАА, ГАА и частично ААП эффузивно-кремнистой мегаформации и несколько уже — в формациях КДА и частично ПГ молассовой мегаформации. Основываясь на положении в общем разрезе формаций с преобладанием в них относительно глубоководных морских фаций, можно говорить о трех крупных морских трансгрессиях во время формирования кайнозойских формаций Сахалина, соответствующих трем седиментационным ритмам (циклам) или мегаформациям.

Таблица 31

Фациальный состав кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Сахалина

Мега-формация	Формация	Фашии		Осредненный график движения береговой линии	
		преобладающие	сопутствующие	Регрессия	О Трансгрессия
Молассовая	ВВ	Излияния лав в прибрежно-морских условиях	Агломератов и вулканомиктовых песчаников		
	ЛКП	Лагунные, прибрежно-морские	Мелководные морские		
	ПГ	Мелководные и относительно глубоководные морские	Прибрежно-морские (эпизодически)		
	КДА	Относительно глубоководные морские	-		
	ВАП	Мелководные морские	Прибрежно-морские		
	ВУПГ	Речные, заливов и лагун	Озерные, болотные, прибрежно-морские		
Эффузивно-кремнистая	СВ	Агломератов, прибрежно-морские	Вулканомиктовых песчаников		
	НАП	Мелководные морские	Прибрежно-морские		
	ААП	" "	Относительно глубоководные морские		
	ГАА	Относительно глубоководные морские	Мелководные морские		
	КАА	То же	-		
	НВ	Агломератов, вулканомиктовых песчаников	Мелководные морские		
Песчано-глинистая	ПАА	Относительно глубоководные морские	Мелководные морские, прибрежно-морские		
	АП	Мелководные морские	Прибрежно-морские, лагун и заливов		
	НУПГ	Болотные, озерные, речные	То же		
	ПК	Речные	Озерные, болотные		

Палеогеновая трансгрессия, соответствующая песчано-глинистой мегаформации, являлась наименее обширной по охватываемой территории с резко асимметричным смещением своего максимума к концу формирования мегаформации (формация ПАА). Она характеризовалась медленным, постепенно усиливающимся наступлением моря со стороны прогибов в сторону поднятий.

Миоценовая, наиболее обширная трансгрессия, соответствующая образованию эффузивно-кремнистой мегаформации, отличалась примерной симметричностью с некоторым смещением максимума к началу формирования эффузивно-кремнистой мегаформации. Морской бассейн во время максимума этой трансгрессии охватывал почти всю территорию острова. Наконец, миоцен-плиоценовая трансгрессия, соответствующая моласовой мегаформации, характеризовалась наибольшей симметричностью и несколько меньшим охватом территории Сахалина, чем предшествующая ей миоценовая трансгрессия.

Периоды трансгрессий разделялись не менее отчетливыми периодами регрессий. Наиболее крупная регрессия предшествовала образованию песчано-глинистой мегаформации. Во время максимума этой регрессии вся территория Сахалина, очевидно, была выведена из-под уровня моря, о чем говорят следы регионального размыва и перерыва, предшествовавшего образованию песчано-глинистой мегаформации, и почти повсеместно развитые на Сахалине в основании этой мегаформации континентальные фации ПК и НУПГ формаций.

Небольшая и, видимо, кратковременная регрессия разделяла палеогеновую и раннемиоценовую трансгрессии. Об этом свидетельствуют следы размыва, наблюдаемые иногда на контакте песчано-глинистой и эффузивно-кремнистой мегаформаций, и мелководные морские фации НВ формации, разделяющей относительно глубоководные морские образования формаций ПАА и КАА.

Крупная, хорошо выраженная регрессия разделяла раннемиоценовую и позднемиоценовую трансгрессии. Во время максимума этой регрессии большая часть территории Сахалина находилась выше уровня моря. Исключение составляли лишь центральные части некоторых прогибов (п-ов Шмидта). Эта регрессия хорошо подтверждается региональным характером размыва и перерыва, отделяющего эффузивно-кремнистую от моласовой мегаформации, и не менее широким развитием континентальных образований ВУПГ формации в основании моласовой мегаформации.

Наконец, последняя крупная регрессия сопровождала завершение моласовой мегаформации, о чем свидетельствуют отчетливо выраженный регрессивный характер ЛКП формации, сменяющей более глубоководные образования ПГ и особенно КДА формаций, и региональный перерыв и несогласие между моласовой мегаформацией и четвертичными отложениями.

Наличие во время формирования кайнозойских формаций Сахалина трех трансгрессий и разделяющих их регрессий говорит о чрезвычайной изменчивости размеров и конфигурации областей осадконакопления (прогиба) и разделяющих их областей сноса (поднятия). Примерное положение этих областей во время формирования каждой отдельной формации показано на прилагаемых картах формаций и схемах их взаимоотношений:

Суммируя изложенные сведения, можно говорить, что на Сахалине во время образования подавляющего большинства кайнозойских формаций существовали две более или менее разобщенные области осадконакопления — северо-восточная и юго-западная, разделенные более или менее единой областью сноса. Северо-восточная область осадконакопления охватывала всю северную часть Сахалина (начиная от широты

пос. Ноглики) и восточный склон Восточно-Сахалинского хребта (Пограничный район). Юго-западная область осадконакопления распространялась на всю западную часть острова к югу от г. Александровска. Разделяющая эти области осадконакопления область сноса включала территорию Тонино-Анивского, Сусунайского и Восточно-Сахалинского хребтов и прилегающие к ним части Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. Постоянной и более или менее самостоятельной областью сноса, влиявшей на образование формаций в областях осадконакопления, являлась и материковая часть Дальнего Востока.

Наиболее раннее заложение испытала юго-западная область осадконакопления, в значительной мере унаследованная от предшествующей области накопления отложений аспидной мегаформации. Здесь вполне вероятны районы, где процесс осадконакопления не прерывался на границе аспидной и песчано-глинистой мегаформаций, несмотря на исключительно широкую позднемеловую регрессию, предшествовавшую началу образования песчано-глинистой мегаформации. В результате этой регрессии вся или почти вся территория Сахалина была выведена из-под уровня моря и подверглась размыву. Область сноса в момент максимума регрессии, очевидно, охватывала весь Сахалин, соединяясь на севере с материком, а на юге распространялась на всю территорию о-ва Хоккайдо и большую часть Японской островной дуги. Осадконакопление сохранялось лишь вдоль крайней западной части Сахалина и, предположительно, восточной части Татарского пролива. В это время здесь и началось образование песчано-глинистой мегаформации, ее песчано-конгломератной формации (ПК).

Сменившая регрессию палеогеновая трансгрессия привела к постепенному расширению в восточном направлении юго-западной области осадконакопления за счет сокращения размеров области сноса в осевой части Сахалина. Трансгрессия вызвала отчетливую миграцию фаций в этом направлении, что находит яркое отражение в соответствующем скольжении возраста границ формаций песчано-глинистой мегаформации в восточном направлении, в изменениях мощностей, в распределении формаций по разрезу. ПК формация, преимущественно речного происхождения, сменяется озерно-болотной НУПГ формацией, затем мелководно-морской АП формацией и, наконец, относительно глубоководной формацией ПАА. Такая смена, предельно четко и полно выраженная на западном побережье Сахалина (предполагаемая осевая часть юго-западной области седиментации), примерно повторяется, но с резким сокращением мощностей и с выпадением из общего ряда отдельных формаций в более восточных районах Сахалина (восточный борт юго-западной области осадконакопления).

С некоторым запаздыванием (предположительно, в конце палеогена) на месте северного Сахалина и Пограничного района началось заложение и северо-восточной области осадконакопления, возможно также в какой-то мере наследовавшей предшествующую область накопления аспидной мегаформации. В отличие от юго-западной области осадконакопления палеогеновая трансгрессия распространялась здесь, видимо, не с запада, а с востока или юго-востока и также вызвала миграцию фаций, что нашло отражение в аналогичной, правда менее отчетливой, резко сокращенной по мощности и неполной по общему ряду (отсутствует АП формация) смене формаций (точнее следов формаций) ПК, НУПГ и ПАА.

Сходная смена формаций или следов формаций (ПК, НУПГ и ПАА) наблюдается и на п-ове Шмидта, но не в западном, как в Пограничном районе, а в восточном направлении, что указывает на вероятное наличие в палеогене еще одной области сноса, располагавшейся к востоку от п-ова Шмидта.

Во время максимума палеогеновой трансгрессии морской бассейн, видимо, распространялся на большую часть северного Сахалина, но все же не соединялся с морским бассейном на месте юго-западной области осадконакопления. Непрерывная полоса суши, разделявшая эти области осадконакопления, протягивалась через всю центральную часть острова и, видимо, в районе Александровска — Погиби соединялась с материком.

В самом конце палеогена трансгрессия, сопровождавшая образование песчано-глинистой мегаформации, сменилась кратковременной, небольшой по охваченной площади регрессией, вызвавшей некоторое расширение области сноса, разделявшей юго-западную и северо-восточную области осадконакопления. Уже в самом начале раннего миоцена регрессия сменилась новой, наиболее крупной по размерам охваченной территории морской трансгрессией, сопровождавшей образование эффузивно-кремнистой мегаформации. Морской бассейн во время максимума трансгрессии (формація КАА) покрывал почти всю территорию Сахалина. Над уровнем моря возвышались лишь сравнительно небольшие островные участки на месте Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Трансгрессия сопровождалась бурным вулканизмом центрального типа, правда проявившимся в основном лишь в юго-западной области осадконакопления, что привело здесь к появлению в основании эффузивно-кремнистой мегаформации широко развитой вулканомиктовой (НВ) формации. В северо-восточной области осадконакопления слабый вулканизм, сопровождавший начало трансгрессии, зафиксирован лишь на п-ове Шмидта. Отсутствие местных крупных областей сноса во время раннемиоценовой трансгрессии, особенно ее максимума, привело к тому, что эффузивно-кремнистая мегаформация, отражающая эту трансгрессию, в основном и состоит из вулканомиктовых и кремнистых формаций, особенно в юго-западной области осадконакопления.

В среднем миоцене трансгрессия наконец уступила место медленной и длительной регрессии, что привело к смене относительно глубоководной морской формации КАА (или ГАА на северном Сахалине) сравнительно мелководными формациями НАП в северо-восточной области осадконакопления и ААП в юго-западной области осадконакопления. В этой последней регрессии почти все время сопровождалась проявлением вулканизма центрального типа, особенно бурным в конце регрессии, что вызвало появление еще одной регионально развитой вулканомиктовой (СВ) формации, завершившей эффузивно-кремнистую мегаформацию в этом районе. В северо-восточной области осадконакопления регрессия, как и трансгрессия, обусловившая образование большей части эффузивно-кремнистой мегаформации, почти не сопровождалась вулканизмом (в пределах острова по крайней мере).

Во время максимума регрессии почти вся территория Сахалина была выведена из-под уровня моря. Исключение составляли лишь, видимо,

п-ов Шмидта и Охино-Эхабинский район в северо-восточной области осадконакопления и, предположительно, прибрежная часть Углегорского района в юго-западной области осадконакопления. Высвободившаяся суша, по всей вероятности вновь соединившаяся с материком, подвергалась размыву, следы которого почти повсеместно отмечаются в кровле отложений, относимых к эффузивно-кремнистой мегаформации.

В позднем миоцене на смену регрессии пришла новая морская трансгрессия. Ей предшествовал довольно длительный период субконтинентального развития, выразившийся в широком, почти повсеместном на Сахалине накоплении угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формации, отвечающей низам разреза молассовой мегаформации. Однако постепенно нараставшая трансгрессия привела, наконец, к значительному погружению Сахалина под уровень моря. По размерам охваченной территории позднмиоценовая трансгрессия мало чем уступала предшествующей, раннемиоценовой, трансгрессии. Вновь над уровнем моря возвышались лишь сравнительно разобщенные островные участки на месте Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, отделенные от материковой области сноса сравнительно широким проливом.

Особенно значительной позднмиоценовая трансгрессия была в юго-западной области осадконакопления, в которой во время максимума трансгрессии сформировалась довольно крупная по мощности и площади развития формация кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА). В северо-восточной области осадконакопления трансгрессия началась, видимо, несколько раньше. На начальной стадии этой трансгрессии на п-ове Шмидта (предполагаемая центральная часть северо-восточной области осадконакопления) еще продолжалось образование формации КАА, сменившейся позднее (максимум трансгрессии) формацией КДА. На остальной части территории северного Сахалина во время позднмиоценовой трансгрессии формировалась песчано-глинистая (ПГ) формация.

В конце позднего миоцена — начале плиоцена трансгрессия сменилась повсеместной регрессией, сопровождаемой появлением новых (помимо унаследованных старых) крупных областей сноса, сложенных в основном ранее образовавшимися аспидной, песчано-глинистой, эффузивно-кремнистой и частично молассовой мегаформациями. Интенсивный размыв этих новых и унаследованных старых областей сноса привел к формированию в смежных с ними новых и сильно видоизмененных старых областях осадконакопления в условиях прогрессирующей регрессии мощной лигнит-конгломерато-песчаной (ЛКП) формации.

Унаследованные и частично видоизмененные области сноса располагались на месте тех же наиболее приподнятых частей Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Новообразованные области сноса охватили почти всю территорию только что возникшего Западно-Сахалинского хребта, п-ов Крильон, хребты п-ова Шмидта и целый ряд молодых поднятий на территории северного Сахалина. Резко видоизменившиеся прежние юго-западная и северо-восточная области осадконакопления образовали сложную систему многочисленных прогибов, территориально отвечающих современным депрессиям. Такая рез-

кая перестройка структурного плана прежних областей осадконакопления и областей сноса была вызвана сахалинской фазой складчатости, сопровождавшейся повсеместной регрессией, а в некоторых районах — слабым вулканизмом, обусловившим появление в самых верхних горизонтах молассовой мегаформации спорадически развитой вулканомиктовой (ВВ) формации.

Высокое содержание в обломочных породах кайнозойских формаций Сахалина слабо устойчивых компонентов (полевые шпаты, слюды, темноцветные минералы, обломки осадочных и эффузивных пород), низкие значения коэффициентов палеогеографического, мономинеральности и выветрелости (даже в породах нормально-осадочного происхождения, не говоря уже о вулканогенных) свидетельствуют о слабом развитии процессов химического выветривания как в областях сноса, так и в областях осадконакопления. Объясняется это прежде всего активным режимом тектонических движений, постоянно поддерживавшим большую энергию рельефа в областях сноса, а также влиянием вулканизма. Обильное поступление в области осадконакопления большого количества обломочного материала и быстрое его захоронение затрудняли подводное выветривание осадков (гальмеролиз). Низкая степень отсортированности обломочного материала большинства кайнозойских формаций Сахалина говорит о незначительной роли переноса (транспортировки), о близком расположении питающих провинций, а примерно одинаковый состав терригенных компонентов — о постоянстве областей сноса.

Фациальный анализ отложений кайнозойских формаций Сахалина показывает, что для северо-восточной области осадконакопления в отличие от юго-западной характерно широкое развитие дельтовых фаций. Особенно часто дельтовые фации встречаются в северо-восточной области осадконакопления в отложениях ВУПГ и ЛКП формаций. Расположение этих фаций в разрезе и по площади дает основание связывать их с предполагаемой дельтой палео-Амура, располагавшейся, видимо, на заднем борту северо-восточной области осадконакопления.

Климат Сахалина, судя по имеющимся данным (в основном растительные остатки), обладал отчетливой широтной и высотной зональностью, испытывал начиная с палеогена постепенное похолодание. В палеогене на большей части нынешней территории Сахалина произрастали широколиственные леса с примесью субтропических форм (в южной части). Лето было теплым и продолжительным, а зима — мягкой и короткой.

В неогене широколиственные леса постепенно уступили место лиственному, хвойно-лиственному, а на севере и на склонах гор — чисто хвойным. Субтропические растения исчезли. Лето стало холоднее и короче, а зима длиннее и суровее.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Суммированные в табл. 32 сведения о палеотектонических условиях образования кайнозойских формаций Сахалина свидетельствуют, что наряду с исходным материалом важное и даже решающее значение в образовании большинства формаций имел тектонический фактор. Выра-

жаясь в проявлении различных типов тектонических движений: колебательных, волновых, складчатых и разрывных, тектонический фактор прежде всего предопределяет сам процесс появления формаций, т.е. обуславливает заложение и последующее развитие седиментационных бассейнов, в которых и происходит затем образование формаций. Более того, в случае формирования терригенных формаций, преобладающих в кайнозойских формациях Сахалина, тектонический фактор или режим тектонических движений предопределяет все основные особенности формаций и даже мегаформаций: размеры (мощность, площадь распространения), форму, содержание (набор пород) и строение (порядок напластования).

Колебательные тектонические движения выражаются в разрезах терригенных формаций в виде элементарной ритмичности слагающих горных пород. Элементарная ритмичность — характерная особенность большинства кайнозойских формаций Сахалина: ПК, НУПГ, АП, ААП, НАП, ВУПГ, ВАП и ПГ. Некоторое исключение составляют лишь вулканомиктовые (НВ, СВ и ВВ), сравнительно тонкозернистые морские (ПАА, КАА, ГАА и КДА) формации и ЛКП формация. В вулканомиктовых формациях такого рода ритмичность, очевидно, подавлена ведущим в образовании этих формаций вулканогенным фактором. В тонкозернистых морских формациях она затуманена либо относительно глубоководными условиями аккумуляции осадков, либо превалирующей ролью хемогенно-органогенного фактора в образовании составляющих формации пород. Наконец, неясно выраженная элементарная ритмичность в ЛКП формации объясняется соскладчатым (суборогенным) характером ее образования, интенсивным разрушением вновь возникших областей сноса, поставлявших в смежные прогибы избыточно обильный обломочный материал. Этот слабо дифференцированный материал едва успевал захороняться в прибрежно-морских и лагунных условиях.

Таким образом, колебательные тектонические движения проявлялись непрерывно во время образования всех без исключения кайнозойских формаций Сахалина. Судя по имеющимся данным об элементарной ритмичности в кайнозойских формациях Сахалина, колебательные движения носили в общем и целом примерно одинаковый характер. Резко преобладают неполные трансгрессивные ритмы часто со следами размыва. Гораздо реже встречаются полные, а тем более регрессивные ритмы (НАП формация и верхи формации ААП). Для большинства формаций очень близок и порядок мощностей элементарных ритмов: 1—30 или 1—50, реже 10—100 м. Последние развиты в основном в формациях северного Сахалина (НАП, ВАП, ПГ).

Наряду с ритмичностью порядка 1—100 м для некоторых формаций характерна более мелкая или даже тонкая ритмичность порядка 0,001—0,1 м (АП, КАА и ПГ), хотя далеко не всегда ясно, что эта ритмичность связана с проявлением колебательных движений.

Оценивая элементарную ритмичность в целом, можно заметить некоторую постоянную наложенность непрерывно и примерно одинаково проявляющихся колебательных движений на более медленный фактор, определяющий палеогеографическую обстановку образования форма-

Таблица 32

Тектонические условия образования кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Сахалина

Мегаформация	Формации и характер их взаимоотношения	Колебательные				Волновые				Складчатые		Разрывные				
		Элементарные ритмы			Размывы, несогласия	Мощность, м	Седиментационные ритмы		Этап прогибания	Этап поднятия	Структурный этаж	Тангенциальные	Консидиментационные	Надвиги	Взбросы	Сбросы
		Состав	Характер	Мощность, м			локальные	региональные								
Молассо	ВВ	Отсутствуют				300	Миоцен-плиоценовый (иногда до 4000 м)	Миоцен-плиоценовый	Сахалинский		Сахалинская фаза складчатости (средней интенсивности)			+	+	+
	ЛКП	Слабо выражены, чаще всего отсутствуют				1800										
	ПГ	Песчаник (песок) - пачка тонко переслаивающихся алевролитов (алевроитов), аргиллитов (глин) и иногда песчаников	Трансгрессивные, часто неполные, иногда с гравелистом или конгломератом в основании со следами предшествующего размыва	10-100 и 0,01-0,1	+	2500										
	КДА	Не выражены				1000										
	ВАП	Песчаник-алевролит	Преобладают трансгрессивные неполные	10-100	+	600										
	ВУПГ	Песчаник (иногда конгломерат)-алевролит-аргиллит-каменный уголь-аргиллит	Трансгрессивные неполные, иногда со следами размыва в основании	1-30	+	1200										
	СВ	Отсутствуют				1000										
НАП	Песчаник-алевролит	Преобладают регрессивные неполные	10 - 100	+	800											

Эффузивно-кремнистая	ААП	Вулканомиктовый песчаник (иногда гравелит) - пачка тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, реже песчаников	Трансгрессивные (изредка регрессивные) неполные, иногда со следами размыва в основании	1-50	+	1500	+	Миоценовый	Миоценовый (до 3500 м)	Курильский малоамплитудный						
	ГАА	Алевролит-аргиллит (иногда в комбинации с песчаником)	Тонкая, флишеидная, не всегда ясно выраженная ритмичность	0,01-0,1	-	600										
	КАА	Кремнистый алевролит-кремнистый аргиллит (иногда в комбинации с песчаником)	Тонкая, флишеидная, не всегда ясно выраженная ритмичность	0,01-0,1	-	2000										
Песчано-глинистая	НВ	За редким исключением отсутствуют				1000	+	Палеогеновый	Палеогеновый (до 3000 м)	Камчатский высокоамплитудный	Мезозойско-палеозойский	Мезозойская фаза складчатости				
	ПАА	Ритмы почти не проявлены				1000										
	АП	Песчаник (реже гравелит, конгломерат или ракушняк) - пачка тонко переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, иногда песчаников	Трансгрессивные неполные ритмы, иногда со следами размыва в основании	1-50 и 0,001-0,01	+	1000										
	НУПГ	Песчаник (реже гравелит или конгломерат) - алевролит-аргиллит-каменный уголь-аргиллит	Преобладают трансгрессивные неполные ритмы со следами размыва в основании	1-30	+	1000										
	ПК	Конгломерат-песчаник-алевролит-аргиллит	Преобладают трансгрессивные неполные ритмы со следами размыва в основании	1-30	+											

ций. Так, для формации ПК, формировавшейся преимущественно в условиях предгорной равнины, характерны ритмы следующего состава: конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит — аргиллит. В ритмах НУПГ формации, сменившей ПК формацию и образовавшейся в условиях приморской изменчивости, резко сокращаются, а то и совсем исчезают конгломераты и гравелиты в основании ритма, добавляются каменные угли и углистые сланцы среди аргиллитов в верхней части ритмов. Остальные особенности элементарных ритмов (трансгрессивный характер, неполнота, мощности) ПК и НУПГ формаций остаются примерно одинаковыми.

В залегающей выше АП формации прибрежно-морского происхождения из ритмов почти полностью исчезают каменные угли и углистые сланцы, еще реже встречаются гравелиты и конгломераты в основании ритмов. Вместо конгломератов и гравелитов здесь иногда появляются ракушняки, а верхние части ритмов, сложенные преимущественно алевролитами и аргиллитами и иногда песчаниками, характеризуются более тонкой (на 1—2 порядка мельче) ритмичностью. Однако трансгрессивный характер, неполнота и мощности элементарных ритмов остаются такими же, как в ПК и НУПГ формациях.

Почти идентичная с ритмичностью в НУПГ формации отмечается ритмичность в ВУПГ формации, формировавшейся примерно в аналогичных палеогеографических условиях. Сходной элементарной ритмичностью обладают АП, ААП, НАП, ВАП и ПГ формации, формировавшиеся в примерно одинаковых прибрежно-морских условиях.

Итак, колебательные тектонические движения, выражаясь в элементарной ритмичности, определяют лишь строение большинства формаций терригенного ряда.

Приведенный выше анализ ритмичности показал, что на содержании формаций (ассоциации или наборы пород в элементарных ритмах) сказываются не столько колебательные движения, сколько та палеогеографическая обстановка, в которой происходит формирование той или иной формации и на фоне которой более или менее непрерывно проявляются (в форме элементарной ритмичности) или не проявляются (не выражаются или затушевываются) колебательные тектонические движения. Возникновение той или иной палеогеографической обстановки в седиментационном бассейне и ее смена во времени и пространстве определяются волновыми тектоническими движениями. За счет этих движений седиментационный бассейн и соседние с ним области испытывают более общие, медленные, длительно сохраняющие тенденцию либо к подъему (области сноса), либо к погружению (области накопления) колебания. Изменение режима волновых движений (скорость, знак, площадь охвата) и приводит к изменению тех палеогеографических обстановок, на фоне которых, в свою очередь, проявляются более мелкие по масштабу колебательные движения.

Таким образом, волновые движения, создавая ту или иную палеогеографическую обстановку в пределах всего седиментационного бассейна (или его части) и на соседних с ним территориях, предопределяют появление той или иной конкретной формации, а сохраняя эти условия

в течение какого-то времени — и мощность формации. В пределах обширных приморских заболачивающихся низменностей накапливались исходные осадки угленосно-песчано-глинистых формаций (НУПГ и ВУПГ), в мелководных прибрежно-морских условиях — крупноритмостроистые алевролито-песчаниковые (АП, ААП, НАП, ВАП) или песчано-глинистые (ПГ) формации, в относительно глубоководных морских — неясностроистые или тонкостроистые алевролито-аргиллитовые формации (ПАА, КАА, ГАА и КДА) и т.д. В свою очередь, смена палеогеографических обстановок (имеющая, как правило, некоторую направленность), вызванная волновыми тектоническими движениями, приводит к определенному набору (закономерной смене) конкретных формаций, т.е. к рядам формаций или мегаформациям, в нашем случае — к песчано-глинистой, эффузивно-кремнистой и молассовой.

Прямым выражением волновых тектонических движений в разрезе являются следы региональных размывов и перерывов в осадконакоплении, а также ритмичность более крупного, чем элементарная, порядка (макроритмы и мезоритмы). Для мезозойско-кайнозойских отложений Сахалина общеизвестны следы регионального размыва и крупного стратиграфического перерыва, разделяющих палеогеновые и позднемеловые отложения, соответствующие песчано-глинистой и аспидной мегаформациям. Региональный характер имели размыв и перерыв, предшествовавшие верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формации, также разделяющие две мегаформации: эффузивно-кремнистую и молассовую. Следы крупного, хотя и менее общепризнанного размыва отмечаются между ПАА и НВ формациями, а в случае выпадения из разреза НВ формации — между формациями ПАА и КАА. Кстати сказать, и этот размыв отделяет две мегаформации: песчано-глинистую и эффузивно-кремнистую. Кроме упомянутых крупных и регионально выраженных размывов, следы размыва и стратиграфического перерыва фиксируются между нижней угленосно-песчано-глинистой (НУПГ) формацией и перекрывающими ее АП и ПАА формациями, а также между верхней угленосно-песчано-глинистой (ВУПГ) формацией и перекрывающими ее формациями КДА и ПГ.

Таким образом, крупные регионального характера размывы и перерывы в кайнозойских формациях Сахалина, вызванные волновыми тектоническими движениями, приурочены, как правило, к границам мегаформаций. Локальные размывы иногда ограничивают отдельные формации внутри мегаформаций.

Три региональных размыва и перерыва, разделяющих три кайнозойские мегаформации Сахалина (песчано-глинистую, эффузивно-кремнистую и молассовую), разграничивают и соответствующие этим мегаформациям три макроритма, отчетливо выделяющихся в кайнозойских отложениях Сахалина: палеогеновый, миоценовый и миоцен-плиоценовый (Мельников, 1970). Эти три макроритма обязаны своим происхождением также волновым тектоническим движениям.

Самый нижний, палеогеновый, макроритм, отвечающий одноименному этапу прогибания, включает закономерно сменяющие друг друга ПК, НУПГ, АП и ПАА формации, образующие в совокупности отчет-

ливый ряд чисто терригенных формаций или песчано-глинистую мегаформацию. Судя по этому ряду, волновые движения, обусловившие палеогеновый макроритм, имели постепенно усиливавшуюся тенденцию к прогибанию: общий трансгрессивный характер, несимметричность (смещение максимума прогибания к концу ритма, кривая ритма имеет очень пологую начальную ветвь и крутую, почти оборванную конечную ветвь), неполнота (широко представлены начальная регрессивная часть и максимум макроритма и почти полностью отсутствует конечная регрессивная часть макроритма).

Прогибание в основном компенсировалось осадконакоплением. Лишь в самом конце макроритма (формация ПАА) прогибание, видимо, существенно опережало осадконакопление. Источником исходного для песчано-глинистой мегаформации материала служил лишь терригенный фактор, что указывает на наличие крупных (соизмеримых с прогибами) поднятий и на высокую активность эрозионных процессов на их территории. Обеспечивалось это скорее всего разнонаправленностью движений в прогибах и смежных поднятиях в начале палеогенового макроритма, постепенно возраставшей скоростью опускания в прогибах, постепенным замедлением, приостановкой и медленным опусканием поднятий в конце палеогенового макроритма. Таков, судя по набору формаций песчано-глинистой мегаформации, характер волновых тектонических движений в палеогеновом макроритме.

Миоценовый макроритм, включающий НВ, КАА, ГАА, ААП, НАП и СВ формации, образующие в совокупности эффузивно-кремнистую мегаформацию, существенно отличается от предшествовавшего, палеогенового, макроритма приблизительной симметричностью с некоторым смещением максимума прогибания к началу макроритма, значительно меньшей ролью терригенного фактора, резко выразившимся влиянием факторов: вулканогенного — в начале (НВ формация) и в конце (СВ формация) макроритма и хемогенно-органогенного — в середине (формации КАА) макроритма, явной некомпенсированностью прогибания осадконакоплением в период максимума макроритма (формации КАА и ГАА). Ограниченная или даже подчиненная роль терригенного фактора в осадконакоплении во время формирования миоценового макроритма свидетельствует о превалировании отрицательной составляющей волновых тектонических движений, особенно в прогибах, а в момент максимума опускания — и на поднятиях.

Миоцен-плиоценовый макроритм, включающий ВУПГ, ВАП, КДА, ПГ, ЛКП и ВВ формации, образующие в совокупности молассовую мегаформацию, характеризуется симметричностью, сравнительной полнотой формационного ряда, аналогично с песчано-глинистой мегаформацией ведущей ролью терригенного фактора, в отличие от эффузивно-кремнистой мегаформации почти полным отсутствием вулканогенного фактора, преобладающей компенсированностью прогибания осадконакоплением (за исключением максимума прогибания в середине макроритма (формация КДА), когда некомпенсированность прогибания за счет терригенного фактора частично восполнялась хемогенным и органогенным факторами. Волновые тектонические дви-

жения, обусловившие формирование миоцен-плиоценового макроритма (молассовой мегаформации), в первой половине макроритма носили характер постепенно возрастающей отрицательной составляющей с максимумом в середине макроритма и последующим изменением к обратному соотношению во второй половине макроритма.

Помимо макроритмов, волновые тектонические движения порождают и более мелкие ритмы — мезоритмы, занимающие промежуточное положение между элементарными ритмами и макроритмами. Мезоритмы, как правило, не выходят за пределы отдельной формации и, видимо, не характерны для кайнозойских формаций Сахалина вообще. Они изредка отмечаются лишь в формациях ПК, ААП и, несколько предположительно, НВ.

Три выделенных в кайнозойских отложениях Сахалина макроритма: палеогеновый, миоценовый и миоцен-плиоценовый, соответствующие трем одноименным этапам прогибания, отделены друг от друга этапами поднятий, обусловленными также волновыми тектоническими движениями. Палеогеновый этап прогибания отделен от предшествовавшего, позднемелового, этапа прогибания камчатским этапом высокоамплитудного поднятия, палеогеновый от миоценового — курильским этапом малоамплитудного поднятия, миоценовый от миоцен-плиоценового — алеутским этапом среднеамплитудного поднятия и, наконец, миоцен-плиоценовый этап прогибания завершается сахалинским этапом поднятия. Эти этапы поднятий в отличие от этапов прогибания характеризовались преобладающей ролью положительной составляющей волновых тектонических движений, особенно на поднятиях.

Таким образом, в отличие от колебательных движений, определяющих лишь внутреннее строение элементарных формаций, волновые тектонические движения определяют содержание, форму и размеры не только формаций, но и мегаформаций, т.е. играют ведущую роль как при формировании отдельных формаций, так и целых рядов формаций.

Складчатые тектонические движения в отличие от двух предыдущих типов движений не имеют ясно выраженной роли в образовании формаций. Однако они должны как-то сказываться на особенностях отдельных формаций, формировавшихся во время проявления складчатых движений. Попробуем выяснить эти особенности на примере лигнит-конгломерато-песчаной (ЛКП) формации, образование которой происходило при бесспорном участии складчатых движений так называемой сахалинской фазы складчатости средней интенсивности. В результате складчатых движений этой фазы в плиоцене на Сахалине произошла существенная, даже коренная перестройка древнего (позднемелового) структурного плана с возникновением на месте позднемезозойских прогибов крупных молодых (плиоценовых) складчатых структур — антиклинорий, интенсивное разрушение которых и привело к образованию в смежных с поднятиями-антиклинориями прогибах (новообразованных или остаточных) мощной лигнит-конгломерато-песчаной (ЛКП) формации.

Разрушение и снос были столь энергичными, что исходный для ЛКП формации грубообломочный материал захоронялся в смежных проги-

Таблица 33

Характер развития кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Сахалина

Мета-формация	Формация	Западная система прогибов (юго-западная область осадконакопления)	Восточная система прогибов (северо-восточная область осадконакопления)
Молассовая	ВВ	●	○
	ЛКП	■	■
	ПГ	●	●
	КДА	●	◐
	ВАП	—	●
	ВУПГ	■	■
Эффузивно-кремнистая	СВ	●	○
	НАП	—	●
	ААП	●	—
	ГАА	—	●
	КАА	■	■
	НВ	●	○
Песчано-глинистая	ПАА	●	◐
	АП	●	—
	НУПГ	●	○
	ПГ	●	◐

● 1 ○ 2 ◐ 3 — 4

Примечание. 1 - широкое развитие формации;
 2 - ограниченное развитие формации;
 3 - следы формации;
 4 - формация отсутствует.

бах в прибрежно-морских и лагунных условиях без достаточной переработки и заметной дифференциации. Этим и объясняется почти полное отсутствие отчетливой слоистости и ритмичности в плохо отсортированных конгломерато-песчаных образованиях ЛКП формации. Этими особенностями ЛКП формация существенно отличается и от других формаций (АП, ААП, НАП, ВАП), формировавшихся примерно в одинаковых с ЛКП прибрежно-морских условиях. Фактически лишь ЛКП формация и может с полным основанием считаться складчатой или молассовой. Ее наличие в составе миоцен-плиоценового макроритма обусловило выделение и название молассовой мегаформации и отличие этой последней от других мегаформаций. ЛКП формация является единственной в кайнозойских формациях Сахалина, формирование которой шло в условиях очевидного влияния складчатых тангенциальных тектонических движений.

Наряду с тангенциальными складчатыми движениями при формировании кайнозойских формаций Сахалина имели место и конседиментационные складчатые движения. Наиболее отчетливые следы таких движений были выявлены В.С. Ковальчуком в отложениях, относимых нами к ПГ формации. Имеются сведения о проявлении конседиментационной складчатости при образовании ВУПГ формации (История неогенового угленакопления..., 1963). Не исключается ее участие и при образовании других формаций. По всей видимости, конседиментационные складчатые движения сказываются лишь на особенностях строения элементарных пликативных дислокаций (антиклиналей и синклиналей) и в явно меньшей мере — на особенностях состава и строения самих формаций. Выражаясь в характере распределения обломочного материала по отдельным слоям и мощностям последних, конседиментационная складчатость имеет явно второстепенное значение при характеристике формаций, особенно при их выделении.

Не совсем ясной и определенной является связь рассматриваемых нами формаций с разрывной формой тектонических движений.

Территория Сахалина во время деятельности охарактеризованных тектонических движений представляла собой две системы прогибов (западная и восточная), разделенные продольной системой поднятий. Судя по наборам формаций, эти системы прогибов в своем развитии наряду с чертами сходства имели и существенные черты различия (табл. 33). Сходство выражается в широком развитии общих (сквозных) формаций: КАА из эффузивно-кремнистой мегаформации, ВУПГ и ЛКП из молассовой мегаформации (рис. 46, 47, 48, см. вкл.).

Различий гораздо больше: 1) в западной системе прогибов широко распространена песчано-глинистая мегаформация, почти полностью отсутствующая в восточной системе; 2) хорошо представленные в западной системе прогибов все три вулканомиктовые формации (НВ, СВ и ВВ) в восточной системе встречаются лишь в виде следов; аналогичный характер распространения имеет и НУПГ формация; 3) формации АП и ААП свойственны лишь западной, а ГАА, НАП и ВАП — лишь восточной системе прогибов; 4) формации ПК, ПАА и КДА, широко развитые в западной системе прогибов, значительно меньше распространены в восточной.

Формационно-тектонический принцип для районирования Сахалина почти не применялся. Для этой цели чаще всего использовался структурный принцип (Алексейчик, 1954; Алексейчик и др., 1963; Капица, 1963а, б; Милашин, 1960а, б; Кропоткин, 1954; Онихимовский, 1960; Лившиц, 1963; Мельников, 1962, 1968а, 1970; Пушаровский, 1964; Русаков и др., 1967). Некоторое исключение составляют схемы районирования Сахалина, предложенные И.Е. Зытнером с соавторами (1964) и В.С. Рождественским (1966).

На первой из них Сахалин подразделяется на три субмеридионально протягивающиеся через весь остров структурно-фациальные зоны, отличающиеся строением, историей геологического развития, магматизмом и набором полезных ископаемых. Границы, разделяющие структурно-фациальные зоны, отождествляются, как правило, с глубинными разломами.

На схеме В.С. Рождественского Сахалин подразделяется лишь на две структурно-формационные зоны: восточную — эвгеосинклиналичную и западную — миогеосинклиналичную, разделенные широкой зоной длительно развивавшегося глубинного разлома.

К сожалению, формационный принцип по существу лишь подразумевался при составлении этих схем, не находя отражения в выявлении конкретных формаций и формационных рядов, свойственных выделенным структурно-формационным или структурно-фациальным зонам.

Выполненный нами формационный анализ кайнозойских отложений Сахалина дает возможность провести районирование острова по формационно-тектоническому принципу, основанному на выделении районов, существенно различающихся наборами формационных единиц различного ранга. На рис. 49 (см. вкл.) представлены карта распространения кайнозойских формаций Сахалина и основанная на ней схема формационно-тектонического районирования, на которой выделены формационно-тектонические районы (низший ранг формационно-тектонических единиц).

Ш м и д т о в с к и й р а й о н — 1 (почти вся территория п-ова Шмидта, за исключением узкой полосы восточного хребта). Широко развиты формации ПАА, КАА и КДА, т.е. все три мегаформации: песчано-глинистая, эффузивно-кремнистая и молассовая. Значительно уже развиты формации НАП и ПГ. Отмечаются следы формаций ПК, НУПГ, НВ и ЛКП. Характерная особенность — раздвоение формации КАА вклинивающейся в нее формацией НАП.

Охинско-Пильгунский район — 2 (Охинско-Эхабинская и Гиляко-Абуан-Пильгунская антиклинальные зоны на восточном побережье северного Сахалина, расположенные непосредственно к югу от перешейка, отделяющего п-ов Шмидта). Преобладают КАА, ПГ и ЛКП формации (эффузивно-кремнистая и преимущественно молассовая мегаформации). Ограниченно развиты формации ПАА и НАП. Вероятны следы формаций ПК и КДА.

Байкальско-Дагинский район — 3 (большинство депрессий северной части Сахалина, соответствующих Байкальской, Нышской, Дагинско-Нышской и Набильско-Лунской синклиналильным зонам, а также Гыргылыни-Джимдан-Дагинская антиклинальная зона — самая западная из трех антиклинальных зон северо-восточной части Сахалина). Характерен наиболее полный ряд формаций преимущественно из молассовой мегаформации: ЛКП, ПГ, ВАП, ВУПГ, НАП, ГАА и КАА. Предполагается ограниченное развитие формации ПАА и следы ПК формации.

Пограничный район — 4 (восточные отроги Восточно-Сахалинского хребта на всем его протяжении; на западе — крупный разлом, отделяющий район от центральной части хребта). Преимущественно развиты формации КАА и НАП из эффузивно-кремнистой мегаформации, значительно меньше — формации ПК и ПАА из песчано-глинистой мегаформации, а также ПГ формация из молассовой мегаформации. Отмечаются следы НУПГ, ЛКП и ВВ формаций.

Энгишпальский район — 5 (западное побережье северного Сахалина — Вагисская и частично Рыбновская антиклинальные зоны). Наиболее развиты образования молассовой мегаформации: ВУПГ и ЛКП формации. Слабо распространены формации ПАА и КАА. Отмечаются следы ГАА, НАП, СВ, ВАП и ПГ формаций.

Тымовский район — 6 (территория одноименной депрессии или синклиналиной зоны, ограниченной с востока и юга выходами мезозойско-палеозойских образований Восточно-Сахалинского хребта и Таулан-Армуданской гряды, а с запада — северным продолжением Тымь-Поронайского взбросо-надвига, проходящего вдоль восточных отрогов Западно-Сахалинского хребта). В основном развиты образования молассовой мегаформации: формации ВУПГ, ВАП, ПГ и ЛКП. Из остальных мегаформаций ограниченно распространены формации ПК и КАА.

Мгачи-Агневский район — 7 (ряд сравнительно небольших грабенообразных прогибов по западным отрогам Западно-Сахалинского хребта в северной его части). Грабены, расположенные в поле широко развитой аспидной мегаформации, выполнены почти исключительно образованиями молассовой мегаформации: формации ВУПГ, ВАП и частично ПГ. Из других формаций отмечается лишь ПГ формация.

Поронайский район — 8 (большая восточная часть Тымь-Поронайской депрессии; с востока и севера район ограничивается Восточно-Сахалинским хребтом и Таулан-Армуданской грядой, а с запада — субмеридиональной цепочкой погребенных эрозионно-тектонических выступов мезозойско-палеозойского фундамента). Сложен исключительно отложениями молассовой мегаформации (формации

ВУПГ и ЛКП, очень ограниченно ВВ; возможны следы ПГ формации), залегающими непосредственно на мезозойско-палеозойском складчатом фундаменте. На контакте с фундаментом развита ПК формация.

Оноро-Орловский район — 9 (узкая полоса вдоль западного борта Тымь-Поронайской депрессии, ограниченная с запада Тымь-Поронайским взбросо-надвигом, а с востока — цепочкой упомянутых выше погребенных эрозионно-тектонических выступов мезозойско-палеозойского фундамента). Широко развиты формации ПК, КАА, ВУПГ и ЛКП. Ограниченно развиты НАП и ПГ формации. Отмечаются следы формаций НУПГ и ПАА. От смежного, Поронайского, района отличается более широким развитием ПК формации и появлением наиболее характерного представителя эффузивно-кремнистой мегаформации — формации КАА.

Макаровский район — 10 (Восточные отроги Западно-Сахалинского хребта на участке пос. Гастелло — пос. Взморье, южнее Оноро-Орловского района). Формационный ряд: КАА, СВ, ВУПГ, КДА и ЛКП формации, следы ПК, ПАА и НВ формаций. От предыдущего района отличается добавлением широко развитых формаций СВ из эффузивно-кремнистой мегаформации и КДА из молассовой мегаформации; почти полностью исчезает ПК формация.

Южно-Сахалинский район — 11 (территория Сусунайской депрессии, разделяющей Западно-Сахалинский и Сусунайский хребты на южном Сахалине). Формационный ряд по существу состоит из двух формаций: КАА из эффузивно-кремнистой мегаформации и ЛКП из молассовой мегаформации. Отмечаются следы формаций ПК, ПАА, НВ, ААП, СВ, ВУПГ и КДА.

Тунайчинский район — 12 (территория межгорной депрессии, разделяющей Сусунайский и Тонино-Анивский хребты и Корсаковское плато). Преимущественно представлена формация КАА из эффузивно-кремнистой мегаформации. Спорадически развиты формации ПК и ВУПГ. Отмечаются следы формаций ПАА и ААП.

Агневский район — 13 (сравнительно небольшой и узкий участок западного побережья Сахалина от г. Александровска на севере до г. Широкая Падь на юге). Формационный ряд включает все без исключения формации песчано-глинистой мегаформации (ПК, НУПГ, АП и ПАА), некоторые формации эффузивно-кремнистой мегаформации (НВ, ААП и СВ) и почти не имеет формаций из молассовой мегаформации (сравнительно слабо развита формация ВУПГ). Характерной особенностью района является отсутствие широко развитой в других районах формации КАА.

Углегорский район — 14 (западное побережье Сахалина от г. Широкая Падь на севере до г. Красногорска на юге). Формационный ряд района близок к формационному ряду предыдущего, Агневского, района: полностью идентичны все формации песчано-глинистой мегаформации (ПК, НУПГ, АП и ПАА) и некоторые формации эффузивно-кремнистой мегаформации (НВ и частично ААП). Отличие состоит в широком развитии формации КАА, полностью отсутствующей в Агневском районе, и отсутствии формации СВ, широко развитой

в Агневском районе. Кроме того, в Углегорском районе почти полным рядом представлена молассовая мегаформация — формации ВУПГ, КДА, ЛКП и ВВ. В целом Углегорский район характеризуется наиболее полным формационным рядом по сравнению с остальными районами Сахалина.

Ильинско-Чеховский район — 15 (западное побережье Сахалина на участке от г. Красногорска на севере до пос. Костромского на юге). По формационному ряду почти идентичен Агневскому району: широко развиты НУПГ, АП, ПАА, НВ и СВ формации. Некоторым отличием является более узкое развитие ПК и ААП формаций, появление формации КДА и особенно широкое развитие формации КАА, полностью отсутствующей в Агневском районе.

Холмско-Невельский район — 16 (западное побережье Сахалина от пос. Костромского на севере до пос. Шebuнино на юге — Холмская антиклинальная, Лютогская и Горнозаводская синклинальные зоны). По набору формаций близок к предыдущему Ильинско-Чеховскому району. Общим для них является широкое развитие формаций НУПГ, ПАА, НВ и КАА и незначительное развитие ВУПГ формации. В отличие от Ильинско-Чеховского района здесь почти полностью отсутствуют АП и СВ формации, широко развита формация КДА и является ЛКП формация.

Крильонский район — 17 (южная оконечность одноименного полуострова). В основном развита аспидная (позднемеловая) мегаформация. Из кайнозойских мегаформаций спорадически развиты формации ПАА, КАА и КДА, вероятны следы НУПГ и НВ формаций.

Анивский район — 18 (большая часть территории Тонино-Анивского полуострова). Преимущественно представлены породы нижнего мезозойско-палеозойского структурного этажа. Из верхнего структурного этажа отмечаются лишь следы некоторых мегаформаций (аспидной, песчано-глинистой, эффузивно-кремнистой).

Сусунайский район — 19 (территория одноименного хребта). Представлены исключительно мегаформации нижнего мезозойско-палеозойского этажа.

Западно-Сахалинский район — 20 (осевая часть Западно-Сахалинского хребта). Характеризуется развитием одной лишь аспидной мегаформации. Судя по имеющимся данным о составе аспидной мегаформации, этот район следует подразделить по крайней мере на два самостоятельных формационно-тектонических района: северный и южный, существенно различающиеся рядами формаций.

Восточно-Сахалинский район — 21 (большая часть территории одноименного хребта). Развиты исключительно формации нижнего структурного этажа. Их резко разнородный состав позволяет предполагать выделение нескольких самостоятельных формационно-тектонических районов.

Восточно-Шмидтовский район — 22 (территория восточного хребта п-ова Шмидта). Характеризуется в основном развитием аспидной мегаформации.

Из приведенных характеристик выделенных формационно-тектонических районов видно, что они по-разному отличаются друг от друга. В одном случае различия очень резкие, существенные, в другом — незначительные. Очевидно, если считать формационно-тектонический район самой низкой единицей районирования, напрашивается необходимость выделения и более крупных, более высокого ранга единиц районирования, т.е. создания некоторой иерархии среди выделенных единиц.

При формационно-тектоническом районировании до сих пор выделялись (по крайней мере на Сахалине) единицы лишь сравнительно крупного (2—3 на всем острове) ранга: структурно-формационные или структурно-фациальные зоны. В настоящее время в отношении формационно-тектонического районирования Сахалина можно говорить уже по крайней мере о единицах двух рангов: формационно-тектонических районах (самый низший ранг) и более крупных единицах — формационно-тектонических (вместо структурно-формационных) зонах. При этом, возможно, возникнет необходимость выделения либо промежуточных единиц (например, подзона) либо еще более крупных единиц (скажем, надзона).

В самом общем виде решить вопрос об иерархии единиц при формационно-тектоническом районировании, по всей видимости, трудно. Конкретно для Сахалина на данной стадии изученности, видимо, можно обойтись выделением формационно-тектонических единиц трех рангов: зон, подзон и районов.

При анализе формационных рядов по выделенным районам бросается в глаза отчетливое различие западного побережья Сахалина от остальной части острова. Это различие заключается в том, что в западных районах широко развита песчано-глинистая мегаформация, отсутствующая или спорадически встречающаяся на остальной части территории острова. Учитывая это различие, можно, видимо, отнести эти районы к различным формационно-тектоническим зонам: западной и восточной. К западной зоне относятся Агневский, Углегорский, Ильинско-Чеховский и Холмско-Невельский формационно-тектонические районы, к восточной — остальная территория острова.

Резкой границы между зонами, по всей вероятности, нет. Ею условно может считаться Западно-Сахалинский формационно-тектонический район, отвечающий центральной, наиболее приподнятой части одноименного хребта. Таким образом, можно считать вполне оправданным выделение в пределах Сахалина двух самостоятельных формационно-тектонических зон, правда не совсем в тех границах и не столь резко разграниченных предполагаемыми глубинными разломами, как это считалось ранее.

Далее, если формационно-тектонические районы западной формационно-тектонической зоны настолько близки по своим формационным рядам, что, по всей видимости, относятся к одной и той же формационно-тектонической подзоне, то формационно-тектонические районы восточной зоны столь существенно разнятся своими формационными рядами, что явно нуждаются в отнесении их если не к различным зонам, то по крайней мере к различным подзонам. На осно-

вании этих различий восточная формационно-тектоническая зона подразделяется на три более или менее четкие подзоны: западную, центральную и восточную.

К западной подзоне относятся Оноро-Орловский, Макаровский и Южно-Сахалинский формационно-тектонические районы, характеризующиеся широким развитием эффузивно-кремнистой (в основном формация КАА) и молассовой (в основном ЛКП формация) мегаформаций.

Центральная формационно-тектоническая подзона включает (с севера на юг) Энгизпальский, Тымовский и Поронайский районы, в которых преимущественным развитием пользуются отложения молассовой мегаформации — формации ВУПГ и ЛКП. Наконец, восточная подзона, охватывающая Шмидтовский, Охинско-Пильгунский, Байкальско-Дагинский и, с некоторыми оговорками, Пограничный районы, вновь характеризуется широким развитием эффузивно-кремнистой (формации КАА и НАП) и молассовой (ПГ и ЛКП формации) мегаформаций.

Наиболее объективным и важным является выделение формационно-тектонических районов. Выделение зон и подзон носит более субъективный характер. Эта субъективность хорошо видна хотя бы на примере принадлежности Мгачи-Агневского и Тунайчинского районов к тем или иным подзонам. Мгачи-Агневский район по своему формационному ряду ближе к центральной подзоне восточной зоны, однако располагается значительно западнее даже западной подзоны восточной зоны. Тунайчинский район по своему формационному ряду настолько отличается от всех других районов, что без больших натяжек не может быть отнесен ни к одной из выделенных подзон.

Не очень ясно, как рассматривать входящие в состав восточной зоны Восточно-Шмидтовский, Восточно-Сахалинский, Сусунайский и Анивский формационно-тектонические районы, характеризующиеся в основном развитием формаций нижнего (мезозойско-палеозойского) структурного этажа. Примерно аналогичное положение складывается для Западно-Сахалинского и Крильонского формационно-тектонических районов, характеризующихся преимущественно развитием аспидной мегаформации.

В отличие от зон и подзон формационно-тектонические районы характеризуются гораздо большей определенностью в выделении, четкостью границ, сравнительной выдержанностью формационного ряда, что делает формационно-тектоническое районирование в конечном счете особенно ценным при прогнозировании на различные полезные ископаемые, связанные с теми или иными формациями. В этом и состоит основное преимущество тектонического районирования по формационному признаку в отличие от районирования по другим признакам

Проведенный формационный анализ кайнозойских отложений Сахалина позволяет решить ряд вопросов как общетеоретического, так и чисто практического характера.

1. Исходя из принятого понимания геологической формации (геологическое тело как "ассоциация, парагенезис, сонахождение горных пород") и поставленной в работе задачи (выделение и характеристика геологических формаций), в качестве определяющих геологическую формацию признаков следует считать достаточными: а) вещественный состав или набор горных пород и б) характер их взаимоотношения или структуры. Эти два признака используются при выделении эталонов формаций, а на основе этих последних выделяются элементарные формации — самый низший ранг единиц формационного деления. Сходный порядок применяется и при выделении более крупных формационных единиц — мегаформаций или макроформаций (рядов формаций).

Итак, под геологической формацией понимается одинаковое по вещественному составу (набор горных пород) и строению (характер расположения горных пород по разрезу) геологическое тело.

2. Анализ вещественного состава и особенностей строения основных (опорных) разрезов кайнозойских отложений Сахалина по двум выбранным признакам позволил выделить эталоны элементарных формаций. Под эталоном элементарной формации понимается такой ее элемент, который включает в себя те основные наиболее существенные признаки (состав и строение), которые и определяют сущность выделяемой элементарной формации. С помощью эталонов осуществлялась корреляция разрезов, т.е. определялись объем, границы, распространение и взаимоотношения элементарных формаций. Элементарная геологическая формация в стратиграфическом разрезе примерно соизмерима с элементарной стратиграфической единицей местной стратиграфической шкалы — свитой или подсвитой, но отличается от них строгим постоянством состава и строения, региональностью распространения, асинхронностью (иногда очень значительной) своих границ.

3. Совместно с выделением эталонов выработаны наименования и индексы элементарных формаций. Наименования формаций включают оба определяющих признака, по которым выделяются эталоны формаций. Индексы формаций в буквенном выражении отражают лишь основные особенности вещественного состава элементарных формаций

(ПГ песчано-глинистая формация, ПК — песчано-конгломератовая формация, ЛКП — лигнит-конгломерато-песчаная формация), а иногда и положение этих формаций в разрезе (НУПГ — нижняя угленосно-песчаноглинистая формация, ВУПГ — верхняя угленосно-песчано-глинистая формация).

4. С помощью выделенных эталонов кайнозойские отложения Сахалина подразделены на 16 элементарных формаций, образующих три более крупные формационные единицы — формационные ряды или мегаформации (снизу вверх): песчано-глинистую (ПК, НУПГ, АП, ПАА), эффузивно-кремнистую (НВ, КАА, ГАА, ААП, НАП, СВ) и молассовую (ВУПГ, ВАП, КДА, ПГ, ЛКП, ВВ). Подстилающие их позднемеловые отложения рассматриваются как аспидная мегаформация.

5. Для каждой из выделенных элементарных формаций дано описание эталона, объема, распространения, взаимоотношения, возраста, вещественного состава, условий формирования (палеогеографических и палеотектонических) и полезных ископаемых (установленных и вероятных). Описание сопровождается картами формаций (распространение, мощности, области сноса), схемами взаимоотношения, таблицами, характеризующими особенности вещественного состава.

6. В образовании кайнозойских формаций Сахалина принимали участие терригенный, вулканогенный, органогенный и хемогенный факторы при ведущей роли терригенного фактора. Терригенный фактор определил возникновение почти всех формаций песчано-глинистой мегаформации и большинства формаций молассовой мегаформации. Гораздо меньшее значение имел этот фактор при образовании большинства формаций эффузивно-кремнистой мегаформации; здесь ведущая роль принадлежала вулканогенному, хемогенному и органогенному факторам.

7. Второй по значению (после терригенного) фактор — вулканогенный, игравший существенную роль в основном при образовании эффузивно-кремнистой мегаформации и незначительную — при образовании молассовой, привел к появлению в разрезе трех хорошо выраженных вулканомиктовых формаций: двух крупных и регионально развитых в эффузивно-кремнистой мегаформации и одной сравнительно небольшой — в молассовой мегаформации. По составу слагающих вулканогенных пород эти формации относятся к андезитовой формации (нижняя — к дацит-андезитовой, средняя — к андезит-базальтовой, а верхняя — к дацит-базальтовой) эффузивного ряда геоантиклинальных (орогенных) поднятий подвижных зон (Кузнецов, 1964).

8. Хемогенный и органогенный факторы, игравшие в образовании кайнозойских формаций Сахалина второстепенную роль (прослойка каменных углей и углистых сланцев в угленосно-песчано-глинистых формациях; лигниты в лигнит-конгломерато-песчаной формации; ракушечники в алевролитопесчаных формациях; диатомиты, кремнистые алевролиты и аргиллиты в кремнистых формациях), существенное значение имели при образовании эффузивно-кремнистой (формация КАА) и молассовой (формация КДА) мегаформаций.

9. Среди преобладающих в кайнозойских отложениях Сахалина формаций терригенного происхождения чаще всего встречаются алевролитопесчаные (АП — в песчано-глинистой, ААП и НАП — в эффузивно-

кремнистой, ВАП — в молассовой мегаформациях) и угленосно-песчано-глинистые (НУПГ — в песчано-глинистой и ВУПГ — в молассовой мегаформациях) формации. Остальные терригенные формации (ПК, ПАА, ГАА, ПГ и ЛКП) в составе кайнозойских формаций Сахалина единственные в своем роде.

10. Большинство кайнозойских терригенных формаций Сахалина отличается четко выраженной элементарной ритмичностью с резким преобладанием неполных трансгрессивных ритмов (ПК, НУПГ, АП, ААП, НАП, ВУПГ, ВАП и ПГ). Ритмичность выражена слабо или совсем не выражена в формациях ПАА, ГАА и ЛКП.

Наряду с ритмичностью, где мощность ритмов составляет 1–100 м, иногда имеет место и более тонкая ритмичность или микроритмичность с мощностью ритмов порядка 0,001–0,1 м, а также мезо- и макроритмичность. Последняя отражает некоторую повторяемость в наборах целых формаций, т.е. ряды формаций. Такими макроритмами являются выделенные нами мегаформации: аспидная, песчано-глинистая, эффузивно-кремнистая и молассовая.

11. Преобладающие в большинстве кайнозойских формаций Сахалина алеврито-песчаные породы по составу обломочной части представляют собой в основном полевошпат-кварцевые граувакки. Им сопутствуют кварц-полевошпатовые граувакки и граувакковые аркозы. Так характеризуются все формации песчано-глинистой мегаформации и большинство формаций молассовой мегаформации. Почти обратная картина наблюдается в эффузивно-кремнистой мегаформации. Основной разновидностью здесь являются кварц-полевошпатовые граувакки, а сопутствующими отложениями — собственно граувакки (ААП, КАА), полевошпат-кварцевые граувакки (НАП) и граувакковые аркозы (ГАА). В вулканомиктовых формациях (НВ и, по-видимому, СВ) основную роль играют собственно граувакки.

12. Глинистые породы большинства кайнозойских формаций Сахалина характеризуются смешанным полиминеральным составом с преобладанием гидрослюд. Лишь в угленосно-песчано-глинистых формациях встречаются прослойки каолинитовых и монтмориллонитовых глин. Монтмориллонитовые глины иногда отмечаются и среди пород формации КАА.

13. Большинство отложений кайнозойских формаций Сахалина образовалось в прибрежно-морских и мелководных морских условиях (АП, НВ, ААП, НАП, СВ, ВАП, ПГ и частично ЛКП), роль которых постепенно возрастала вверх по разрезу — от песчано-глинистой мегаформации к молассовой. Значительная часть отложений сформировалась и в континентальных условиях: формации ПК и НУПГ из песчано-глинистой мегаформации и ВУПГ формация из молассовой мегаформации. Континентальные условия по существу отсутствовали при формировании эффузивно-кремнистой мегаформации. Противоположный континентальным условиям характер имели относительно глубоководные морские условия: максимальный — при формировании эффузивно-кремнистой мегаформации, гораздо меньший — при молассовой и очень ограниченный — при песчано-глинистой.

14. Кайнозойские формации Сахалина формировались преимущественно в двух относительно разобщенных седиментационных бассейнах: юго-западном (территория Западно-Сахалинского хребта к югу от г. Александровска) и северо-восточном (северная часть Сахалина до широты пос. Ноглики и Пограничный район вдоль восточных склонов Восточно-Сахалинского хребта), разделенных продольной субмеридионального простирания областью сноса на месте Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. В районе Погиби эта область сноса, видимо, соединялась с материком. Лишь изредка, во время максимумов трансгрессий, седиментационные бассейны соединялись проливом, отделявшим материковую область сноса от островных участков на месте перечисленных выше хребтов. Такая палеогеографическая обстановка без существенных изменений сохранялась в течение образования почти всех кайнозойских формаций Сахалина. Исключение составляли лишь формация ЛКП и, возможно, частично ПГ, когда возникли новые дополнительные области сноса на месте Западно-Сахалинского хребта, п-ова Крильон, западного и восточного хребтов п-ова Шмидта, в ряде поднятий северного Сахалина, разделивших два бывших седиментационных бассейна на несколько новых более мелких бассейнов.

15. Четыре выделенные мегаформации (аспидная, песчано-глинистая, эффузивно-кремнистая и молассовая) и составляющие их формации формировались в условиях четырех более или менее общих для Сахалина последовательно сменявших друг друга различных по величине морских трансгрессий (позднемиоценовой, олигоценовой, раннемиоценовой и позднемиоценовой), разделенных не менее общими, различными по характеру и величине регрессиями: наиболее крупной дат-палеоценовой, незначительной предмиоценовой, сравнительно обширными среднемиоценовой и плиоценовой. Во время регрессий два седиментационных бассейна резко сокращались в размерах, отделялись друг от друга, а разделявшая их область сноса представляла собой единую гористо-холмистую сушу, соединявшуюся с материком. Во время максимумов морских трансгрессий (раннемиоценовой и позднемиоценовой) морские условия распространялись почти на всю территорию Сахалина, седиментационные бассейны соединялись проливом, а область сноса представляла систему сравнительно небольших островов.

16. Вулканизм центрального типа, осложнявший осадконакопление во время образования эффузивно-кремнистой мегаформации, проявился в основном в пределах юго-западного седиментационного бассейна. В северо-восточном седиментационном бассейне (в пределах острова) отмечаются лишь следы проявления вулканизма.

17. Северо-восточный седиментационный бассейн в отличие от юго-западного характеризовался значительным развитием дельтовых фаций в составе формаций молассовой и верхней части эффузивно-кремнистой мегаформаций, что объясняется скорее всего влиянием палео-Амура, дельта которого в это время располагалась, видимо, частично на территории северного Сахалина.

18. Существенные различия в составе формаций и рядах формаций (мегаформациях) в северо-восточном и юго-западном седиментационных бассейнах свидетельствуют о наличии в кайнозое на территории Сахалина двух сравнительно обособленных систем прогибов: западной и восточной, разделенных системой поднятий. Эти системы прогибов имели некоторые элементы сходства, но развивались по существенно разному плану, что находит отчетливое отражение в различных наборах формаций. Общими для обеих систем прогибов являются лишь формации КАА, ВУПГ и ЛКП. Различий гораздо больше: а) в западной системе прогибов широко развита песчано-глинистая мегаформация, почти полностью отсутствующая в восточной системе; б) свойственные западной системе прогибов все три вулканомиктовые формации (НВ, СВ и ВВ), а также НУПГ формация отмечаются в восточной системе лишь в виде следов; в) формации АП и ААП развиты лишь в западной системе прогибов, а ГАА, НАП и ВАП — только в восточной; г) широко развитые в западной системе прогибов формации ПК, ПАА и КДА значительно уже распространены в восточной, а ПГ формация — наоборот.

19. В образовании большинства кайнозойских формаций Сахалина ведущую роль наряду с источником исходного материала играли тектонические движения (тектонический фактор): колебательные, волновые и складчатые. Главными (основными) движениями в образовании геологических тел типа осадочных и вулканогенно-осадочных формаций являлись волновые тектонические движения, предопределившие форму, размеры и содержание формаций и мегаформаций (ряды формаций). Колебательные тектонические движения определили лишь внутреннее строение отдельных формаций. На строении вулканомиктовых и морских глубоководных формаций колебательные движения сказывались слабо или совсем не сказывались. Складчатые (тангенциальные) тектонические движения в связи с эпизодичностью не играли большой роли в формировании большинства формаций. Непосредственно с этими движениями в кайнозойских формациях Сахалина связана лишь лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП) формация, завершающая молассовую мегаформацию. Однако складчатые движения, прекращая структурный план образованием поднятий (областей сноса) и прогибов (областей осадконакопления), создают некоторый потенциал исходного обломочного материала и тот структурный фон, на котором проявляются волновые и колебательные тектонические движения, порождающие формации и мегаформации. Конседиментационная складчатость и разрывные дислокации прямого, ясно выраженного влияния на формации, видимо, не имели.

20. На основе характера распространения формаций и мегаформаций дано формационно-тектоническое районирование Сахалина с выделением и обоснованием элементарных единиц — формационно-тектонических районов, которые, в свою очередь, составляют структуры более крупного ранга — формационно-тектонические подзоны и зоны. Доказано преимущество формационно-тектонического принципа районирования перед другими принципами в отношении оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых.

- Алексейчик С.Н.* О некоторых особенностях состава и условий накопления третичных отложений о. Сахалин. — ДАН СССР, 1952, т. 87, № 3, с. 471—473.
- Алексейчик С.Н.* Схема тектонического районирования Сахалина. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1954, № 5, с. 36—45.
- Алексейчик С.Н.* Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1959, вып. 135, 231 с.
- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М.* Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 217, 275 с.
- Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И.* Стратиграфия третичных отложений Сахалина. — "Бюл. МОИП", 1954, вып. 4, № 31, с. 37—50.
- Анодин Т.И.* Опоки, опоковидные трепелы, диатомиты, диатомитовые глины и вулканические туфы Сахалинской области и их возможное применение. — Тезисы докладов первой научной сессии, посвященной итогам научно-исследовательской работы за 1956 г., Якутск, 1957, с. 64—68.
- Анодин Т.И.* Вулканические туфы Сахалина и их возможное применение. — "Труды Ин-та геол. Якут. фил. СО АН СССР", 1960, вып. 7, с. 152—158.
- Бент О.И.* Особенности формационного анализа верхнемеловых—кайнозойских образований Западно-Сахалинских гор. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1969, т. 14 (2), с. 131—140.
- Бродская Н.Г.* Сидериты в третичных отложениях южной части Сахалина. — "Сообщ. СахКНИИ", 1959а, вып. 7, с. 36—59.
- Бродская Н.Г.* Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина. — "Сообщ. СахКНИИ", 1959б, вып. 7, с. 60—106.
- Бродская Н.Г.* Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 236—264. (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).
- Бродская Н.Г., Захарова М.А.* Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1960, № 7, с. 51—67.
- Вассоевич Н.Б.* О сопоставлении неогеновых отложений Охино-Эхабинского нефтеносного района и п-ова Шмидта. — "Труды ВНИГРИ", 1961, вып. 181, с. 25—62.
- Веденеева Н.Е., Викулова М.Ф.* Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956, 95 с.
- Викулова М.Ф.* Определения минералогического состава частиц глин 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей. — В кн.: Кора выветривания, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 190—192.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А.* К построению формальных основ учения о формациях. — В кн.: Геологические формации (материалы к совещанию). Л., 1968, с. 38—40.
- Гершанович Д.Е.* Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях

- Японского моря. — "Труды Гос. океаногр. ин-та", 1956, вып. 31, с. 72—79.
- Гиммельфарб Б.М.* Что такое фосфориты, где и как их искать? — М., Гостеолтехиздат, 1954, 34 с.
- Гнедин К.И.* К вопросу о тектоническом строении северной части острова Сахалин. — "Труды Акад. нефт. пром.", 1955, вып. 2, с. 133—142.
- Горбунова Л.И.* Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. — "Труды ГИН АН СССР. Сер. геол.", 1950, вып. 114, № 40, с. 65—103.
- Дибров В.Е.* Сейсмо-тектоническое районирование Сахалина. — ДАН СССР, 1957, т. 113, № 4, с. 877—880.
- Долуда М.Е., Литвин С.В., Харченко С.Д.* Региональный эпигенез каменноугольных отложений Днепропетровско-Донецкой впадины и его влияние на коллекторские свойства. — "Литол. и полезн. ископ.", 1968, № 4, с. 144—147.
- Егоров А.Е., Мельников О.А., Сырык И.М., Шереметьева Г.И.* О палеогеновых отложениях на восточном крыле Западно-Сахалинского антиклинария. — "Геол. и геофиз.", 1966, № 2, с. 139—142.
- Жидкова Л.С.* Стратиграфия палеогеновых отложений Сахалина. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961а, с. 108—119.
- Жидкова Л.С.* К вопросу о палеогене восточных районов Сахалина. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961б, с. 120—124.
- Жидкова Л.С., Кузина И.Н.* К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина (гастелловская свита). — "Труды ВНИГРИ", 1961, вып. 181, с. 5—24.
- Жидкова Л.С., Маргулис Л.С., Савицкий В.О.* О границе верхнего мела и палеогена на Сахалине. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 51—58. (Труды СахКНИИ, вып. 21).
- Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н.* О взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 224, с. 229—253.
- Жидкова Л.С., Шилов В.Н.* О возрасте и характере залегания продуктов третьей фазы кайнозойского вулканизма в пределах Маманского массива (о. Сахалин). — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 141—154. (Труды СахКНИИ, вып. 21).
- Занюков В.Н., Егорова М.Г., Корнилова Р.М., Мельников О.А., Шустов Л.Н.* О глауконите в верхнемеловых и третичных отложениях Сахалина. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Южного Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968, с. 73—82. (Труды СахКНИИ, вып. 18).
- Захарова М.А.* Коллоидно-дисперсные минералы в третичных отложениях южной части Сахалина. — "Сообщ. СахКНИИ", 1957, вып. 5, с. 36—49.
- Захарова М.А.* Бентонитовые глины южных районов Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1961, вып. 10, с. 53—64.
- Захарова М.А.* Конкреционные образования в палеогеновых отложениях южной части Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1962, вып. 12, с. 89—94.
- Захарова М.А.* Литология палеогеновых отложений Сахалина и условия их образования. Новосибирск, "Наука", 1973, 108 с.
- Захарова М.А., Ильев А.Я., Литвиненко А.У.* К литолого-геохимической характеристике третичных отложений южной части Сахалина. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 86—98. (Труды СахКНИИ, вып. 21).
- Захарова М.А., Подзорова Д.И., Сафронов И.Г.* Литология и фосфатность отложений олигоцен-нижнего миоцена южной части Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1961, вып. 10, с. 24—36.
- Зытнер И.Е., Костунович Ю.М., Табьяков А.Я., Тихомиров В.М.* Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых о.Сахалин. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., "Наука", 1964, с. 150—156.
- Иваньшина Л.П.* Результаты петрографического изучения неогеновых

- пород промышленно-нефтеносных и разведочных площадей северо-восточного Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 224, с. 142–146.
- История неогенового угленакопления на территории Сахалина. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 218 с.
- История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 165 с.
- Кавасаки М. Каменноугольные месторождения Найбути—Каваками. — Отчет об исследовании каменноугольных месторождений Южного Сахалина, 1934, № 1, 63 с.
- Калишевич Т.Г., Посыльный В.Я. Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозойем и мезозоем в районе Синегорска — Загорска на Сахалине. — ДАН СССР, 1958, т. 119, № 4, с. 766–768.
- Капица А.А. К вопросу о магматических горных породах острова Сахалин — "Вопр. геогр. Дальнего Востока", 1960, № 4, с. 99–111.
- Капица А.А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование. — "Труды ВНИГРИ", 1963а, вып. 224, с. 256–278.
- Капица А.А. Геоморфология, геоструктура и геотектонические районы острова Сахалин. — "Вопр. геогр. Дальнего Востока", 1963б, № 5, с. 142–178.
- Ковальчук В.С. Конседиментационные разрывы на о. Сахалин и методика их изучения. — "Труды ВНИГРИ", 1961, вып. 181, с. 121–131.
- Ковтунович Ю.М. О стратиграфическом положении кайнозойских вулканогенных образований Восточно-Сахалинских гор (к вопросу о лиманской свите). — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1969, с. 50–58.
- Козырев В.Д., Гринберг И.Г., Кузина И.Н., Жидкова Л.С. Геологическое строение и нефтегазоносность южной части Сахалина. Л., Гостоптехиздат, 1960, 170 с. (Труды ВНИГРИ, вып. 156).
- Коссовская Л.Г., Шутов В.Д. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956, с. 15–22.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 120–130.
- Криштофович Л.В. Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1960, вып. 154, с. 84–140.
- Криштофович Л.В. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961а, с. 83–90.
- Криштофович Л.В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина). — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961б, с. 91–107.
- Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. — "Труды ВНИГРИ", 1964, вып. 223, 343 с.
- Кропоткин П.Н. Краткий очерк тектоники и палеографий южной части советского Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 736–764.
- Кузина И.И. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 209–215.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964, 378 с.
- Лившиц М.Х. Новые представления о тектонике Сахалина в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. — "Геол. и геофиз.", 1963, № 6, с. 49–58.
- Мельников О.А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин. — "Труды СахКНИИ", 1962, вып. 12, с. 3–19.

- Мельников О.А.* К вопросу о тектонической схеме Сахалина и ее значении в оценке перспектив нефтегазоносности. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Востока СССР. М., "Наука", 1967, с. 62–66.
- Мельников О.А.* Основные структурные элементы Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1968а, вып. 18, с. 22–34.
- Мельников О.А.* О вулканогенном маркирующем горизонте в миоценовых отложениях Южного Сахалина. — В кн.: Вопросы геологии и газонефтеосности южной части Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968б, с. 65–72. (Труды СахКНИИ, вып. 18).
- Мельников О.А.* История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., "Наука", 1970.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1970, 448 с.
- Милашин А.П.* О Дальневосточном нефтегазоносном бассейне. — "Новости нефть. тех. Сер. геол.", 1960а, № 12, с. 17–19.
- Милашин А.П.* О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований. — "Геол. и геофиз.", 1960б, № 9, с. 76–80.
- Мишаков Г.С.* К вопросу о палеографии Северо-Сахалинского неогенового седиментационного бассейна. — "Труды ВНИГРИ", 1969, вып. 225, с. 46–58.
- Морита Х.* Геология района верхней части бассейна р. Найбути на Южном Сахалине. — "Тигаку дзасси", 1933, т. 45, № 529, с. 118–125. (На япон. яз.).
- Навикин Д.В.* Учение о фациях, т. 1. М.—Л., Госгостехиздат, 1955, с. 525.
- Онихимовский В.В.* Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. — "Труды Дальневост. фил. им. В.Л. Комарова АН СССР. Сер. геол.", 1960, т. 4, с. 1–52.
- Остигый Б.К.* Битуминозность нижнемиоценовых отложений Невельского района на Южном Сахалине. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 224, с. 53–58.
- Петелин В.П.* О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. — "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1954, т. 8, с. 220–228.
- Плешаков Н.Б.* Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. — "Сов. геол.", 1938, т. 8, № 6.
- Посыльный В.Я.* О термальном метаморфизме углей. "Геол. и геофиз.", 1960, № 6, с. 21–27.
- Потанова З.П.* Конгломератная и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена. — В кн.: Граница меловых и третичных отложений. (МГК. XXI сес. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 202–209.
- Пуцаровский Ю.М.* О тектонике Сахалина. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1964, № 12, с. 42–61.
- Ратновский И.И.* Стратиграфия палеогена. — В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 125–132.
- Ратновский И.И.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. М., "Недра", 1969, 327 с.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Госгостехиздат, 1961, 21 с.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д., Севастьянов К.М.* Среднемиоценовая флишевая формация в области кайнозойской складчатости на Дальнем Востоке. — "Сов. геол.", 1969, № 7, с. 109–115.
- Рождественский В.С.* О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — "Геол. и геофиз.", 1966, № 3, с. 57–66.
- Рудич Е.М.* О геологическом обосновании сейсмичности острова Сахалин. — "Бюл. Совета по сейсмологии", 1960, № 8, с. 196–199.
- Рудич Е.М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962, 272 с.
- Русаков Д.Ф.* Морфология и возможные способы образования третичных

- складчатых структур на Сахалине. — "Труды ВНИГРИ", 1963, вып. 224, с. 279—294.
- Русаков Д.Ф., Мавринский Ю.С., Брунман В.И.* Геолого-структурное районирование о. Сахалин. — "Сов. геол.", 1967, № 12, с. 54—64.
- Савицкий В.О., Марулис Л.С.* Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 163—171. (Труды СахКНИИ, вып. 21).
- Савицкий В.О., Сычева О.А., Грохотова Н.М.* О возрасте нижнеудейской свиты Углегорского района на Сахалине. — В кн.: Геологическое строение острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1969, с. 59—68. (Труды СахКНИИ, вып. 21).
- Сальников Б.А.* Об угленосных формациях Сахалина. — В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР, вып. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, с. 360—384.
- Сирый И.М., Захарова М.А., Ильев А.Я., Тараканова Л.И.* Новые данные по литологии и геохимии третичных отложений южной части Сахалина. — "Геол. и геофиз.", 1968, № 2, с. 111—116.
- Смехов Е.М.* Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность. М., Гостойтехиздат, 1953, 321 с. (Труды ВНИГРИ. Спец. сер., вып. 6).
- Соловьев А.В.* К вопросу о тектонической схеме Сахалина. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1958, № 12, с. 3—8.
- Соловьев С.Л.* Сейсмичность Сахалина и ее связь с неотектоническим развитием острова. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967, с. 441—453.
- Страхов Н.М.* Типы осадочного процесса и формация осадочных пород. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1956, № 5, с. 3—21.
- Табояков А.Я., Федоров В.В., Хведчук И.И.* Опыт изучения микротрещиноватости палеогеновых и неогеновых отложений Южного Сахалина в связи с их коллекторскими свойствами. — В кн.: Труды II Всесоюзного совещания по трещинным коллекторам нефти и газа. М., "Недра", 1965, с. 63—66.
- Тараканова Л.И.* Люминесцентно-битуминологическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений южных районов Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1968, вып. 18, с. 106—113.
- Ферчев М.Д.* К вопросу о сейсмичности острова Сахалин. — "Бюл. Совета по сейсмологии", 1960, № 8, с. 189—195.
- Хаин В.Е.* Складчатые сооружения и основные элементы их строения. — "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1964, № 1, с. 3—17.
- Цыганова Л.И.* Спориво-пыльцевые спектры из отложений нижнеудейской свиты Долинского района Сахалина. — "Труды СахКНИИ", 1962, вып. 12, с. 76—88.
- Шилов В.Н.* Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1957а, т. 32, вып. 6, с. 137—138.
- Шилов В.Н.* К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина. — ДАН СССР, 1957б, т. 114, № 4, с. 873—875.
- Шилов В.Н.* О среднемиоценовых базальтовых породах западной части Южного Сахалина. — ДАН АН СССР, 1957в, т. 112, № 4, с. 743—745.
- Шилов В.Н.* Некоторые данные о среднемиоценовом вулканизме Южного Сахалина (Чеховский район). — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1958а, № 12, с. 9—17.
- Шилов В.Н.* Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. — ДАН СССР, 1958б, т. 118, № 1, с. 174—176.
- Шутов В.Д.* Классификация песчаников. — "Литол. и полезн. ископ.", 1967, № 5, с. 86—103.
- Яги Ц.* Исследование глауконитов на Сахалине и Хоккайдо. — "Тигаку дзасси", 1940, № 52, с. 493—509. (На япон. яз.).
- Ямада К.* Месторождения сахалинских глауконитов и их обогащение. — "Суйская-си", 1930, т. 6, № 3, с. 1—6. (На япон. яз.).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Введение	3
<i>Глава I.</i>	Краткий очерк геологической изученности кайнозойских образований Сахалина	5
<i>Глава II.</i>	О принципах формационного расчленения кайнозойских отложений Сахалина	10
<i>Глава III.</i>	Геологическая характеристика кайнозойских формаций Сахалина	14
	Песчано-глинистая мегаформация	—
	Крупноритмслоистая песчано-конгломератная (ПК) форма- ция	—
	Нижняя крупноритмслоистая угленосно-песчано-глинистая (НУПГ) формация	29
	Крупнофлишоиднослоистая алевролитно-песчаниковая (АП) формация	45
	Формация слабо сцементированных неяснослоистых песчани- ков, алевролитов и аргиллитов (ПАА)	58
	Эффузивно-кремнистая мегаформация	77
	Нижняя вулканомиктовая (дацит-андезитовая) формация (НВ)	78
	Формация тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргилли- тов (КАА)	97
	Формация тонкослоистых глинистых алевролитов и аргилли- тов (ГАА)	115
	Формация крупнофлишоидно переслаивающихся вулканомик- товых песчаников, алевролитов и аргиллитов (ААП)	120
	Нижняя крупноритмичная алевролитно-песчаниковая (НАП) формация	129
	Средняя вулканомиктовая (андезито-базальтовая) формация (СВ)	135
	Молассовая мегаформация	146
	Верхняя крупноритмслоистая угленосно-песчано-глинистая (ВУПГ) формация	
	Верхняя крупноритмичная алевролитно-песчаниковая (ВАП) формация	161

Формация твердых кремнистых и диатомовых алевролитов (КДА)	167
Крупнофлюиднослоистая песчано-глинистая (ПГ) формация	174
Неяснослоистая лигнит-конгломерато-песчаная (ЛКП) формация	182
Верхняя вулканомиктовая (дацит-базальтовая) формация (ВВ) о	190
<i>Глава IV.</i> Особенности каюзойского литогенеза на Сахалине	199
Литология и петрография	—
Палеогеография	210
Палеотектоника	216
<i>Глава V.</i> Формационно-тектоническое районирование Сахалина	226
Заключение	232
Литература	237

**Олег Александрович Мельников,
Мария Андреевна Захарова**

**КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ САХАЛИНА**

Утверждено к печати СахКНИИ ДВНЦ АН СС СР

Редактор *А.В. Копп*

Художник *С.Б. Генкина*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*

Технические редакторы *Г.В. Лазарева,
Л.А. Куликова*

Подписано к печати 18/V-1977 г. Т - 09929

Усл.печ.л. 15,3 + 2,3 вкл. Уч.-изд.л. 20,2

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 800 экз. Тип. зак. 186.

Цена 1 р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485

Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а

1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

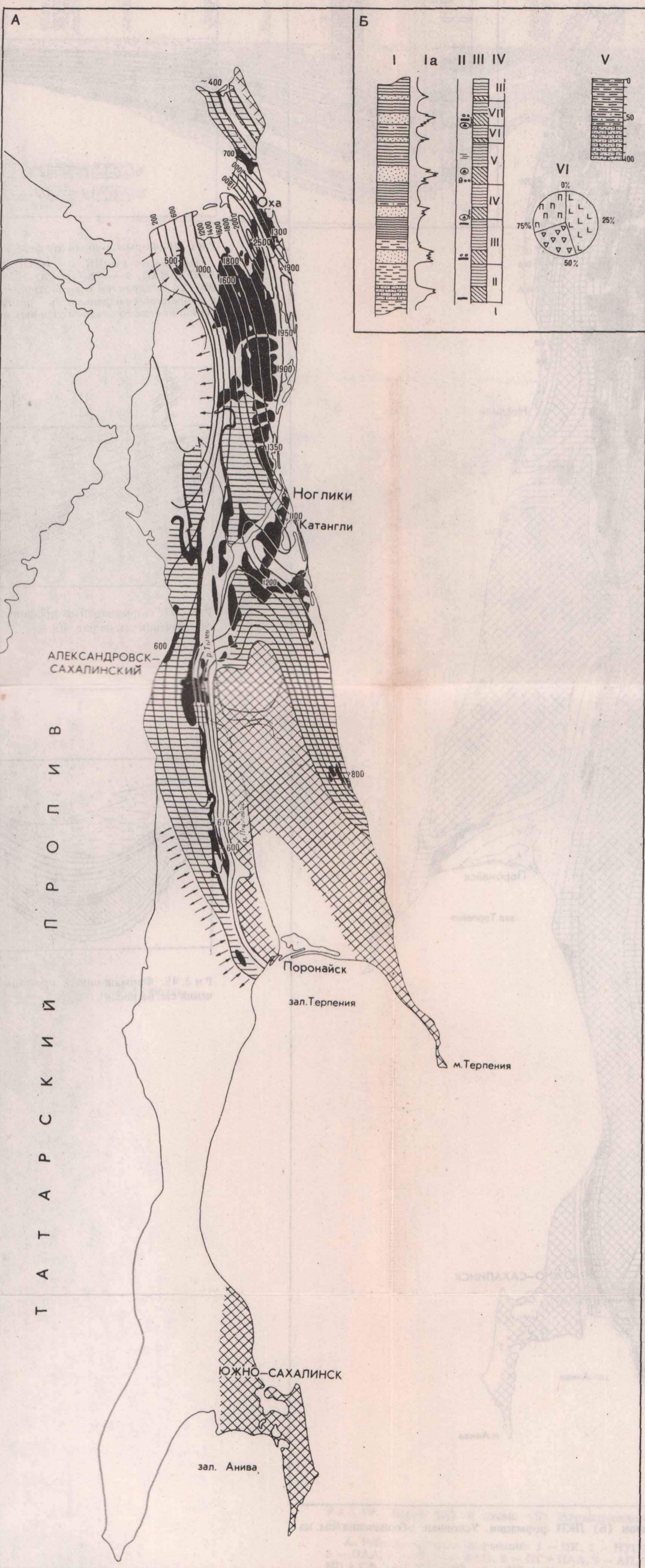


Рис. 41. Карта (А) и эталон (Б) ПГ формации. Условные обозначения см. на рис. 1

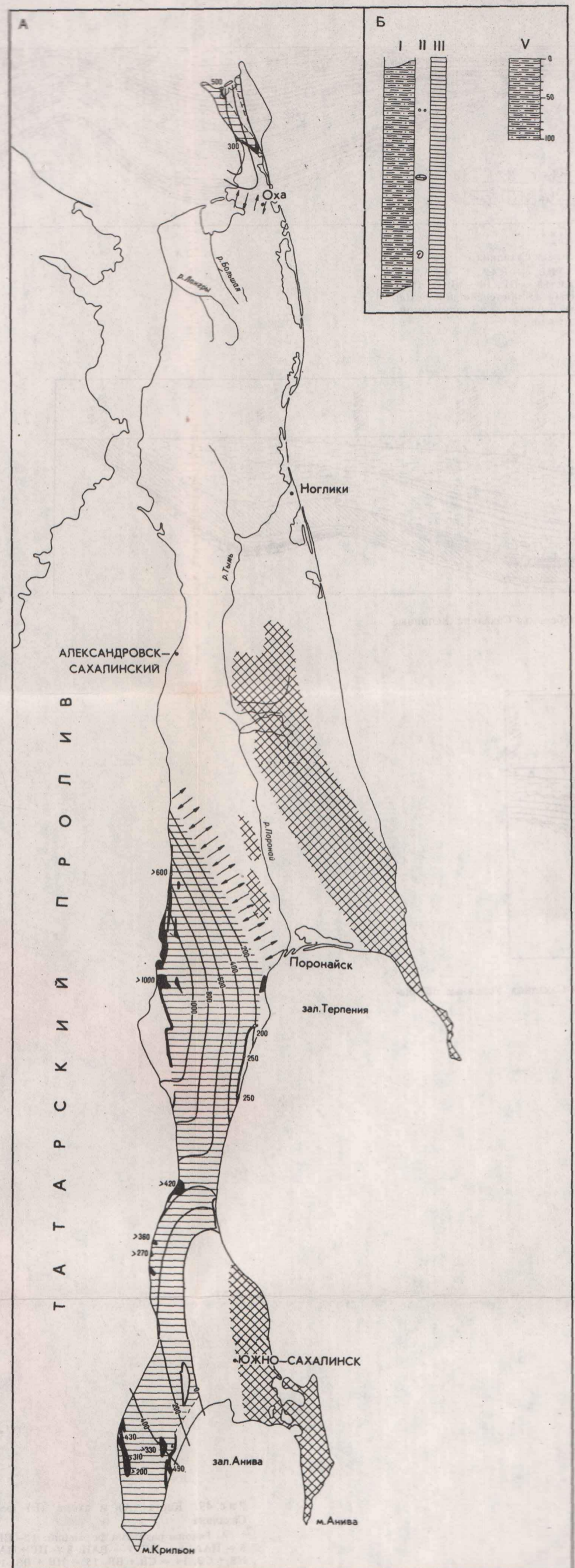


Рис. 38. Карта (А) и эталон (Б) формации КДА. Условные обозначения см. на рис. 1

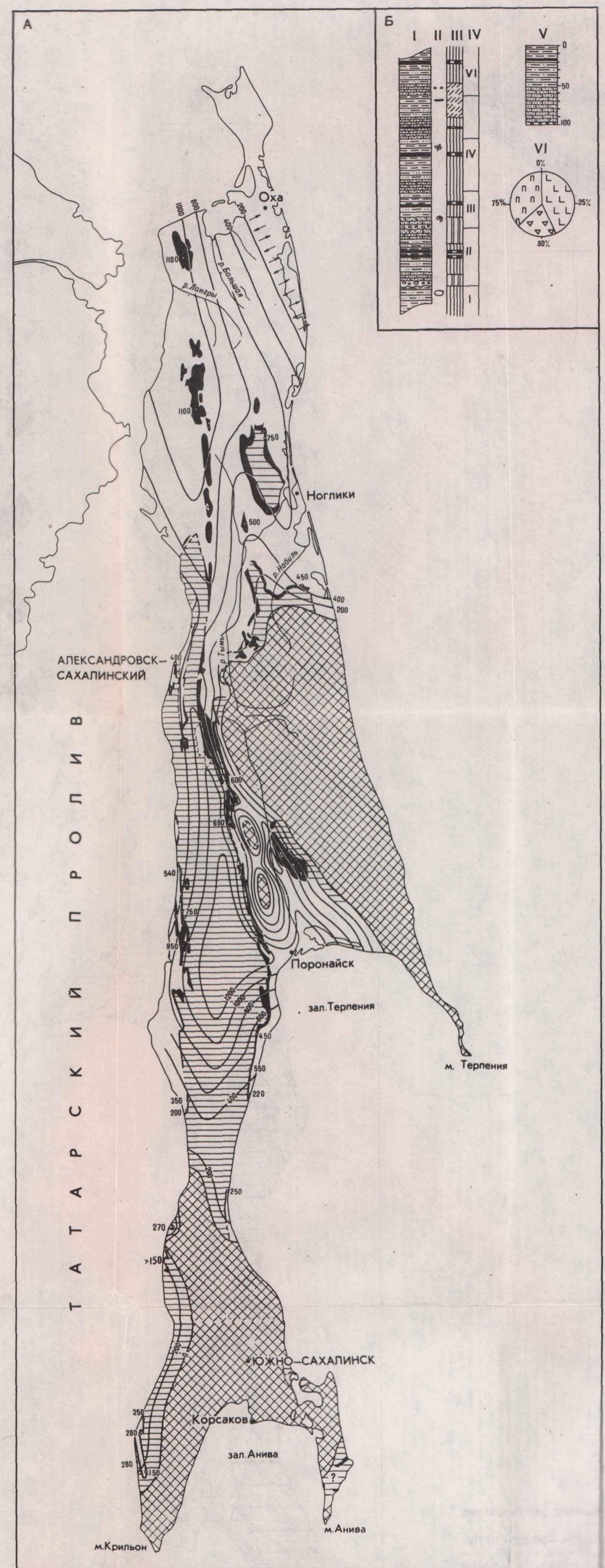


Рис. 32. Карта (А) и эталон (Б) ВУПГ формации. Условные обозначения см. на рис. 1

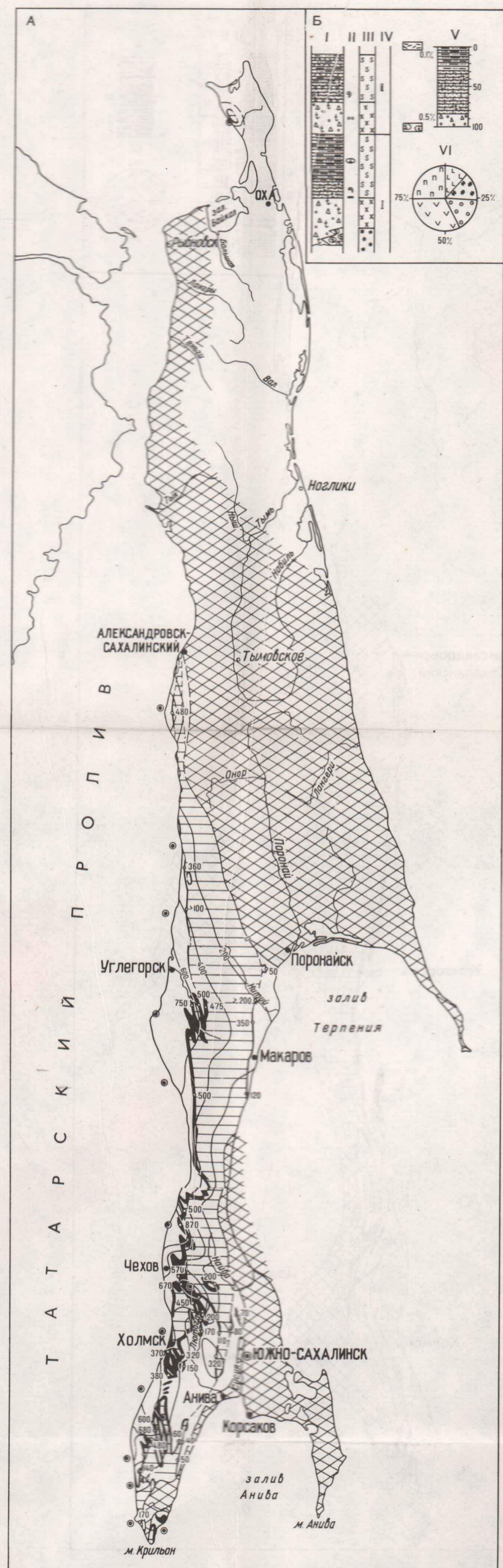
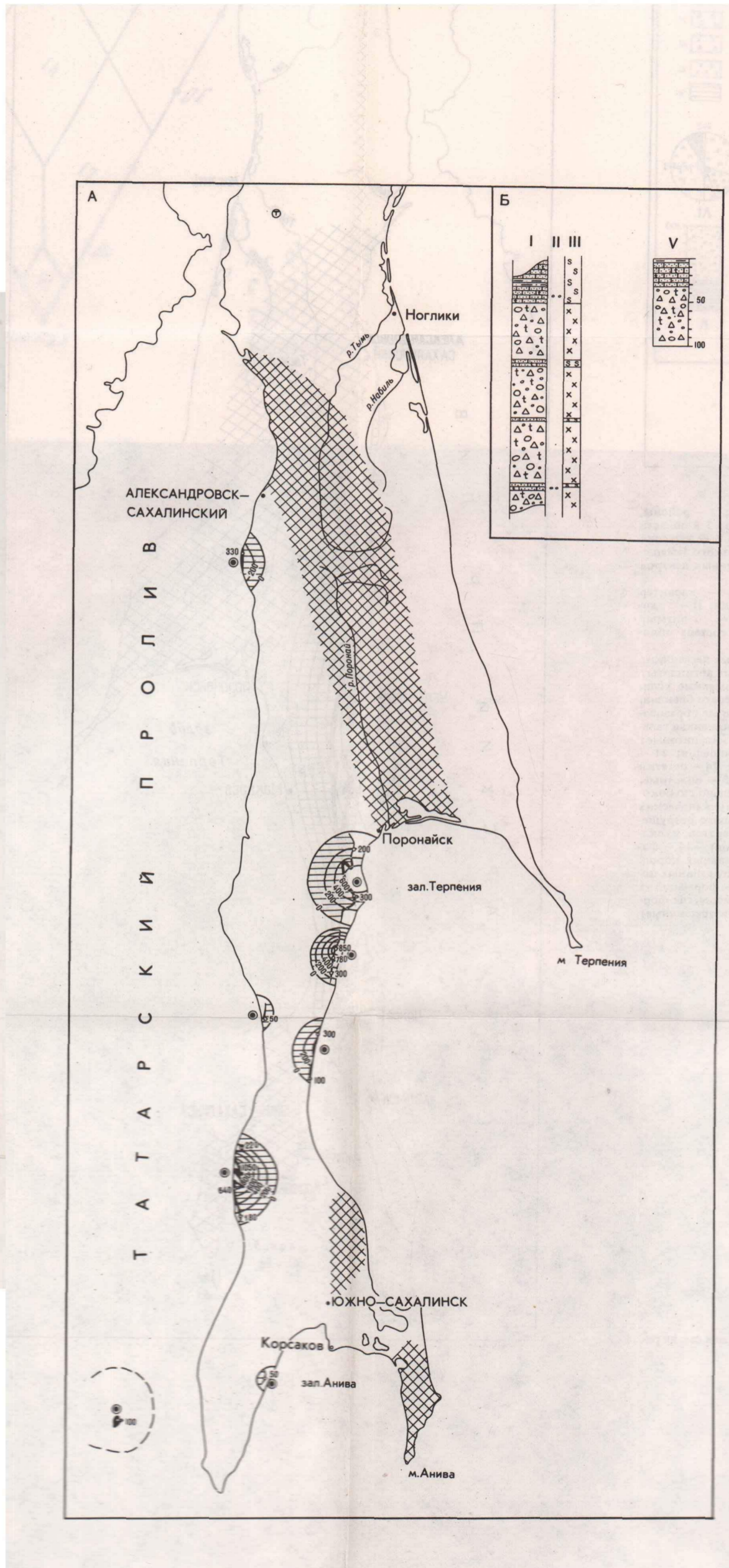
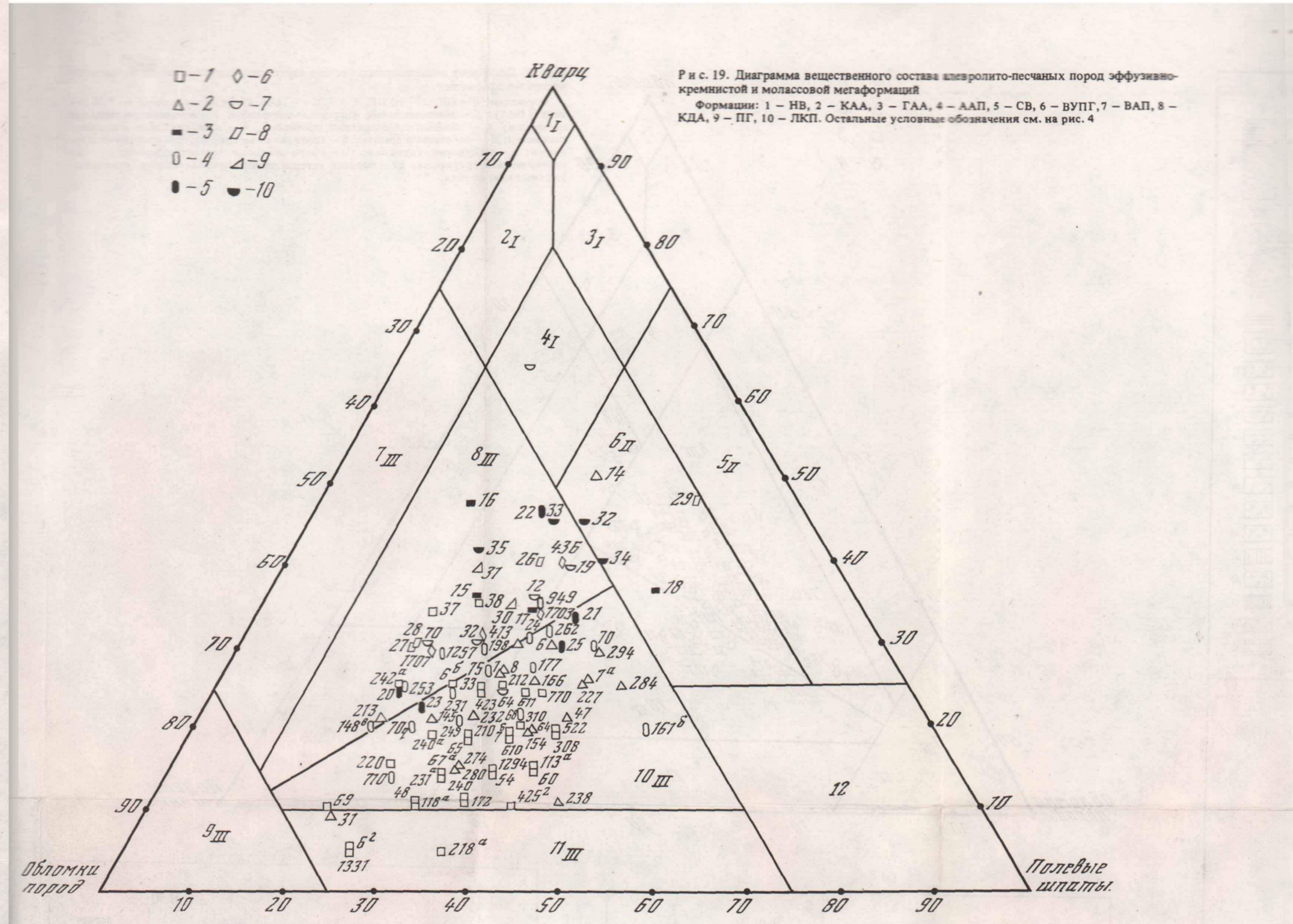
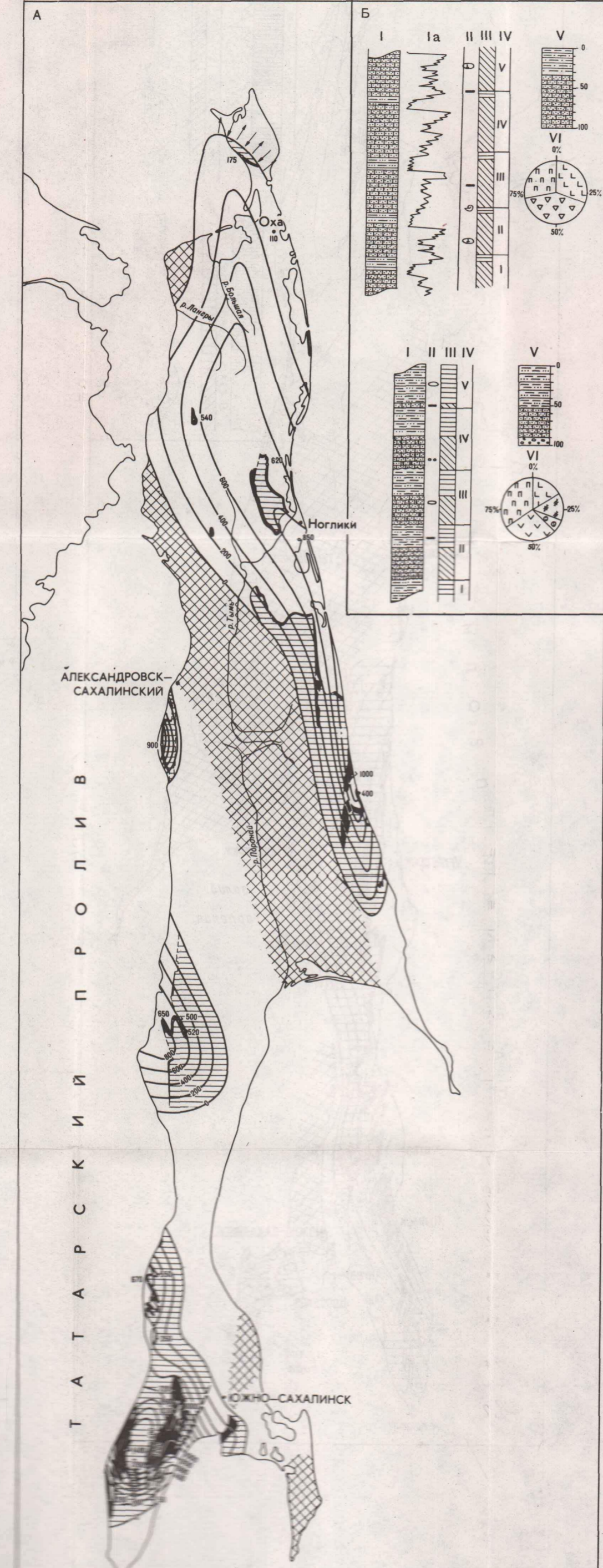


Рис. 16. Карта (А) и эталон (Б) NB формации. Условные обозначения см. на рис. 1



1 р. 80 к.

2236



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»