А. Е. Шанцер, А. И. Челебаева, А. Р. Гептнер

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИИ ХРЕБТА ТУМРОК И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ РАЙОНОВ КАМЧАТКИ

Хребет Тумрок является частью Восточного Камчатского хребта и протягивается в северо-восточном направлении от вулкана Кизимен на юге до г. Тумрок на севере (рис. 1). На западе хребет ограничен линией сбросов северо-восточного простирания, по которым сильно вздернута

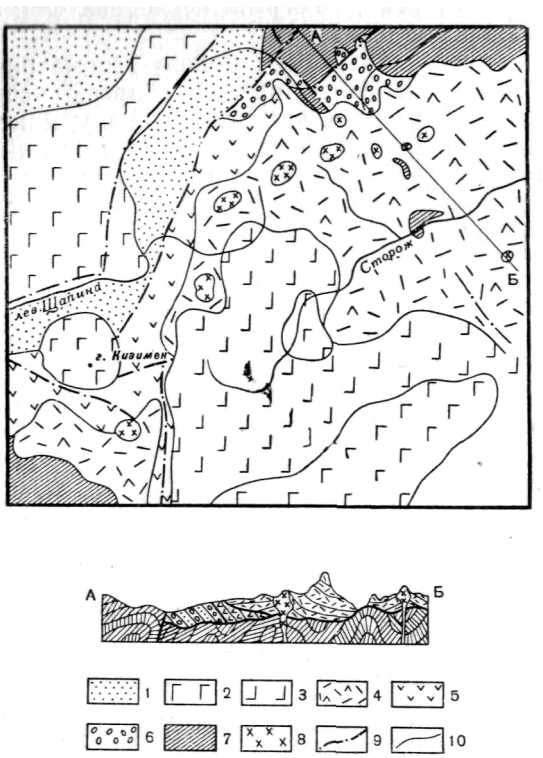

Рис. 1. Геологическая схема района хребта Тумрок

1 — четвертичные аллювиальные отложения (Q_4); *2* — лавы Асхачного увала и вулкана Кизимен (Q_3— Q_4); *3* — гамченский комплекс (Q_1 — Q_2); *4* — тумрокский комплекс (N_2); *5* —бурковская свита (N_2 — N_2); 6 — шапинская свита (возраст тот же); 7 — мел-палеогеновое основание; *8* — экструзии (N_2); *9* — линии тектонических нарушений; *10* — геологические границы; *А Б* — геологический разрез

вся северо-западная часть хребта, примыкающая к грабену р. Левой Щапины. Юго-восточное ограничение хребта не имеет тектонического характера: долиной р. Сторож он отделен от более молодых образований Гамченского хребта. Односторонний горст хребта Тумрок имеет

сложнодислоцированное, предположительно мел-палеогеновое основание, на котором с размывом и резким угловым и азимутальным несогласием залегает мощная осадочно-вулканогенная толща верхне-неогеновой и четвертичного возраста. Внутри этой толщи также прослеживается крупное региональное несогласие. Таким образом, выделяется три крупных подразделения (структурных этажа):

1. Дислоцированные мел-палеогеновые образования.

2. Значительно дислоцированные отложения низов верхнеогеновой толщи, где по литологическим признакам выделяются две свиты — щапинская (около 900 *м)* и бурковская (около 600 *м).*

3. Практически не дислоцированные отложения верхней части неогеновой толщи — тумрокский (около 1200 *м)* и гамченский (около 600 *м)* комплексы (рис. 2).

Нижний структурный этаж. Мел-палеогеновые отложения обнажаются в северной части хребта Тумрок в верховьях рек Адриановки, Толбачика и Левой Щапины. Многочисленные выходы их прослеживаются в эрозионных окнах в долине р. Сторож у оз. Долгого, а также по левым и правым притокам р. Сторож, севернее оз. Долгого. К юго-западу от оз. Долгого древнее основание погружается. Выходы его на юге района известны по рекам Северная и Ипуин. Так как настоящая статья посвящена в основном неогеновым отложениям, то на стратиграфии мел-палеогеновых образований мы остановимся лишь вкратце. Наиболее полно разрез мел-палеогеновых отложений изучен в районе верховьев рек Адриановка и Правый Толбачик. Здесь они слагают крупную антиклинальную складку меридионально-северо-западного простирания, юго-восточная периклиналь которой несогласно перекрыта плащом неоген-четвертичных образований. Ядро структуры сложено основными и ультраосновными лавами и их пирокластическими аналогами, на крыльях обнажаются вулканогенно-кремнистые и туфогенно-осадочные толщи. Снизу вверх нами выделены следующие свиты:

1. Вулканогенно-кремнистая свита (Cr^{vk}_{2}), мощность 2300—2400 *м.*

2. Туфовая свита (Pg^{t}), мощность 700 *м.*

3. Переходная свита (Pg^{p}), мощность 600 *м.*

4. Песчано-сланцевая свита (Pg^{ps}), мощность 500 *м.* Возраст свит дан условно, на основании весьма общих литологических сопоставлений с вулканогенным мелом Срединного хребта, а также

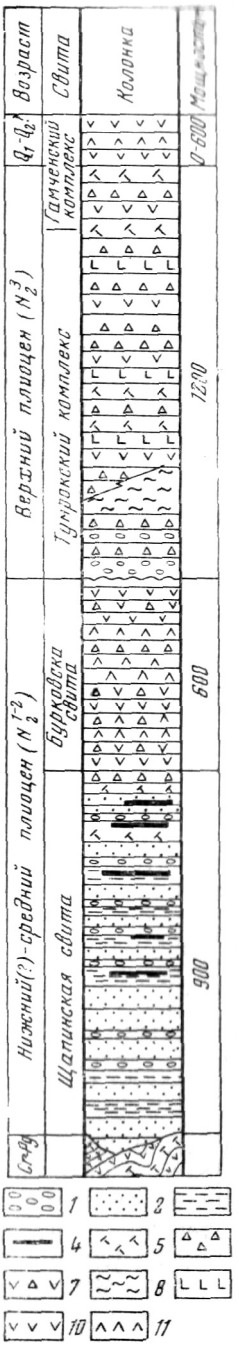

Рис. 2. Стратиграфическая схема неогеновых отложений хребта Тумрок (по авторам, 1965 г.)

1 — конгломераты; 2 — туфогенные песчаники и туффиты; *3* — алевролиты и тонкие туффиты; *4* — пласты бурых углей; *5* — туфы. *6* — агломератовые туфы; *7* — кластолавы; *8* — игнимбриты; *9* — дациты; *10* — андезиты; *11* — базальты

находок в смежных районах спорово-пыльцевых комплексов палеогенового возраста. Туфовая свита лежит на вулканогенно-кремнистой с размывом; восточнее, в бассейне ручья Дроздовского, между ними наблюдается резкое угловое несогласие. Поэтому несогласию мы условно проводим границу между мелом и палеогеном.

Средний структурный этаж. На глубоко эроодированной и сильно расчлененной поверхности предполагаемого мел-палеогена залегают породы щапинской свиты, перекрывая древний денудационный рельеф различными частями своего разреза. Относительные превышения в рельефе фундамента достигают 100—150 *м,* в отдельных случаях больше. Этим объясняются значительные локальные колебания мощностей щапинской свиты. Отложения свиты распространены в районе перевала между реками Андриановкой и Левой Щапиной, а также на водораздельных хребтах между реками Левая Щапина — Таводок, Таводок — Ближняя. Низы разреза установлены вблизи горы Граничной, где они выполняют западину древнего рельефа, и представлены прибрежно-морскими и морскими песчаниками с мелководной фауной. Среди собранных здесь форм Ю. Б. Гладенков определил: Масота nasuta (Conrad), M. cf. calcarea (Gmelin), Mya arenaria (Linne), Cardita ex. gr. yokoyamai (Slod.), Clinocardium sp., Yoldia ex. gr. thraciaeformis (Stor.), Turitella sp.

Перечисленный комплекс форм, в общем, характерен для плиоцена Камчатки. Мощность морских отложений около 100 *м.* Вверх по разрезу они постепенно сменяются континентальными фациями — песками и слабосцементированными песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями бурых углей и отпечатками листьев. Отметим, что указанные морские и континентальные отложения залегают в лежачем крыле крупного сброса северо-восточного простирания. Основная часть разреза щапинской свиты (около 800 *м)* находится в висячем крыле этого разрывного нарушения и обнажается в районе Адриановского перевала, где сложена преимущественно континентальными отложениями с остатками листовой флоры. Свита имеет весьма разнообразный литологический состав: конгломераты, гравелиты, слабосцементированные песчаники, алевролиты и их туфогенные разновидности, алевропелиты, туффиты и туфы. Конгломераты крупно-, средне- и мелкогалечные, а также гравелиты, обычно ржаво-бурые с грубой сортированной пологонаклонной косой слоистостью, иногда неясно косослоистые, цементируются неравнозернистым, гравийным вулканомиктовым песчаником, часто, в свою очередь, скрепленным гидроокислами железа или сидеритом. В верхней половине разреза заметно возрастает туфогенная примесь в цементе, иногда цементом является туф, состоящий из обломков андезита, пемзовидных пород, обломков и кристаллов пироксенов, плагиоклазов. Гальки хорошо окатаны, представлены белесыми туфо-песчаниками и туфо-алевролитами, темными основными туфами и эффузивами из подстилающих пород, роговообманковыми и пироксеновыми андезитами, реже — долеритами, встречаются обломки обугленной древесины. В нижней части разреза в конгломератах явно преобладают белесые гальки туфо-песчаников и туфо-алевролитов. Выше они почти целиком исчезают и состав галек становится исключительно вулканомиктовым. В верхних слоях разреза вновь появляются конгломераты с преобладанием белесых галек тех же пород. Этот факт указывает на наличие разностороннего сноса, в то же время устойчивого в течение длительного времени. Песчаники с косой, косоволнистой, мелкой мульдообразной слоистостью состоят из хорошо окатанных обломков туфогенных и эффузивных пород, плагиоклазов, пироксенов, слабохлоритизированного вулканического стекла; редко встречаются отдельные зерна глауконита; сцементированы слабо. Цемент хлоритовый

и глинисто-хлоритовый; отдельные прослои крепко сцементированы гидроокислами железа или сидеритом. Широко распространены конкреции сидеритизированных песчаников и алевролитов. Существуют многочисленные переходные разности от вулканомиктовых песчаником к туффитам, при этом количество туфогенной примеси быстро возрастает в верх-ней половине разреза. Алевролиты и алевропелиты состоят из обломков плагиоклазов, пироксенов и вулканического стекла. Вверх по разрезу они, так же, как и песчаники, сменяются тонкослоистыми туффитами, Все тонкозернистые разности пород (терригенные и туфогенные) обога щены обугленным растительным детритом, часто содержат большое ко личество скелетов диатомовых водорослей. Почти по всему разрезу в этих породах встречаются многочисленные отпечатки листовой флоры. Однако хорошо сохраняются отпечатки только в зонах экзоконтактов интрузии и даек, прорывающих щапинскую свиту, где породы ороговикованы и уплотнены.

Бурые угли находятся на весьма низкой стадии углефикации. Это — слабо уплотненные дюрены черного цвета с листоватой отдельностью, с включениями витренизированных обломков древесины. Витрен обладает тусклым вероподобным блеском, черный, гибкий, с хорошо сохранившейся клеточной структурой (телит). В верхах разреза пласты чаще лишены гелефицированной основной массы и состоят исключительно из обломков витренизированной древесины.

Как правило, отдельные литотипы образуют линзы различной мощности, быстро выклинивающиеся по простиранию. При этом почти повсеместно в вертикальном разрезе наблюдается четкая последовательность в смене грубообломочных отложений более тонкими, повторяющаяся в каждой вышележащей пачке. Эти пачки можно рассматривать как элементарные седиментационные циклы. Обычно они состоят из трех частей: нижняя — конгломераты, гравелиты, песчаники: средняя — песчаники и алевролиты; верхняя — алевропелиты, их угли стые разности и угли; но часто циклы неполные или нечеткие. Анализ литологических, текстурных и структурных признаков этих отложений позволяет рассматривать их как аллювиальный комплекс, где мы имеем закономерную смену русловых фаций прибрежными, пойменными и болотными. Мощности элементарных циклов различны: более мощные (15—20 *м)* сменяются маломощными (2—3 *м),* а затем снова мощными
Ряд элементарных циклов образует более крупный цикл осадконакопления (мезоцикл), в основании которого ведущую роль играют русло вые фации, а в верхней части — прибрежные, пойменные и болотные, Последние нигде не дают мощных отложений. Представляется, что образование подобной цикличности связано с неравномерностью прогибания депрессии, заполнявшейся аллювиальными осадками.

В вертикальном разрезе щапинской свиты в районе Адриановского перевала выделяется семь мезоциклов. Первый и второй, мощностью 90 *м* и 180 *м,* можно назвать терригенно-туфогенными Третий и последующие мезоциклы (мощность третьего—120, четвертого 100, пятого—120 и шестого—100—110 *м)* являются существенно туфогенными, и последний седьмой (мощность 130 *м)* туфогенно-вулканогенным. В низах седьмого цикла туфо-конгломераты, гуффиты и прослои бурых углей сохраняют ту же последовательность наслоения, что и в нижележащих циклах. Кроме того, появляются прослои псаммитовых и псефитовых кристалло-литокластических туфов, состоящих преимущественно из обожженных обломков андезитов, базальтов и в меньшей степени обломков кристаллов плагиоклазов, моноклинного и ромбического пироксенов. В средней части разреза появляется большое количество агломератовых туфов в виде мощных линз, залегающих с размывом на нижележащих осадках. Верхняя часть седьмого мезо-

цикла сложена туфами (от мелкообломочных до глыбовых агломератовых) и туффитами. Эти отложения бронируются хорошо прослеживающимся по простиранию пластом андезито-базальтов, мощностью от 15 до 30 *м,* который относится нами уже к вышележащей бурковской свите. Андезито-базальт обладает хорошо выраженной столбчатой отдельностью и мегаплагиофировой структурой, согласно лежит на подстилающих породах. Таким образом, бурковская свита, представленная переслаиванием лав и пирокластических образований, связана с вулканогенной частью щапинской свиты постепенным переходом.,

Ископаемая флора щапинской свиты представлена преимущественно отпечатками листьев хорошей сохранности. Из низов разреза нами определены (А. И. Челебаева) шишка Picea cek. Omorica, перышки и участки вайи папоротников Osmunda, Onoclea, листья нескольких видов Salix, Populus, Alnus, Betula, Corylus, Fraxinus, большое количество отпечатков листьев семейства Yuglandaceae, родов Phellodendron, Vitis, Ribes и некоторые другие. По данным спорово-пыльцевого анализа (И. А. Егорова), в отложениях нижней и средней части разреза, кроме перечисленных родов, присутствует также пыльца Pterocarya, Liquidambar, Magnolia, Dicrvilla, Ulmaceae, Pinus, Tsuga, Taxodiaceae, Cupressaceae. В верхах свиты найденные комплексы весьма однообразны и представлены главным образом видами ивовых и бобовых.

Бурковская свита. Бурковская свита обнажается на западных склонах хребта Тумрок в бассейне рек Таводка, Ближней и Бурковой. В южной части хребта она обнажена в верховьях р. Поперечной и в обрывах Кизименского дола со стороны Щапинской депрессии. Отдельные выходы наблюдаются В верховьях р. Лиственничной, по ее правому берегу. Максимальная подсчитанная мощность свиты 500—600 *м.* Низы свиты в разрезе р. Бурковой по фациям и петрографическому составу сходны с верхами щапинской свиты. Это преимущественно агломератовые и глыбово-агломератовые туфы с редкими линзами лав. Однако основная часть разреза представлена многократно повторяющимся переслаиванием агломератовых туфов, кластолав и лав, часто взаимнозамещающихся по простиранию. Потоки лав обладают мощностью от 2—3 до 15—25 *м,* мощность туфов и кластолав обычно не превышает 7—10 *м.* Приведем описание наиболее распространенных типов пород.

1. Глыбовый агломератовый туф. Характерно отсутствие сортировки, беспорядочное нагромождение обломков. Обломки оплавленные и остроугольные, размером от нескольких сантиметров до 1 *м,* редко — более; представлены различными структурными разновидностями базальтов и андезито-базальтов. Преобладают лейкократовые разности андезито-базальтов с отчетливо зональным плагиоклазом, с основной массой, имеющей гиалопилитовую, интерсертальную и долеритовую структуры. Реже встречаются витрофировые разности, обычно переполненные рудной пылью. Цемент агломератового туфа представлен псефитовым кристалло-литокластическим туфом, в составе которого также резко преобладают обломки базальтов и андезито-базальтов. Обломки минералов представлены плагиоклазом и ромбическим пироксеном. Мощность, как правило, не превышает 10—15 *м.*

2. Пачка линзовидно переслаивающихся псефитовых, псаммитовых и алевритовых туфов. Обломочный материал переотложен, хорошо видна горизонтальная и пологонаклонная слоистость. Состав витролитокластический и литокластический. Мощность не более 12 *м,* чаще меньше.

3. Кластолава кирпично-красного или темно-вишневого цвета, крупнообломочная или глыбовая. Обломки овальной и остроугольной

формы, представлены главным образом лейкократовым обожженным андезито-базальтом, составляют 60—70% породы. Цемент — андезито-базальт, на отдельных участках пористый, с обожженной массой, обладающей гиалопилитовой структурой, с порфировидными идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза и редкими ксеноморфными вкраплении ками моноклинного и ромбического пироксена. В основной массе микролиты плагиоклаза образуют текстуры течений. Мощности различны, чаще 2—5 *м*.

4. Андезит пироксен-плагиоклазовый. Как правило, в основании и в кровле потока лава имеет пористую структуру, в средней части — плотную. Андезит темно-серый, порфировидный, с идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза № 45—50 и ромбического пироксена. Величина вкрапленников по длинной оси 1,5—2 *мм*. Основная масса интерсертальная. Лава обладает столбчатой отдельностью. Мощности различны — от 1—2 до 10 *м*.

5. Андезит серый, мелкокристаллический, порфировидный, плагиоклазовый. Вкрапленников 25—30%. Средние размеры вкрапленников 1—2 *мм*. Основная масса хорошо раскристаллизованная, отчетливо интерсертальная, состоит из крупных идиоморфных микролитов плагиоклаза (андезин № 33—34), редких зерен моноклинного пироксена и рудного минерала. Андезит имеет плитчатую отдельность. Мощность чаще около 5 *м*.

6. Андезито-базальт темного, зеленовато-серого цвета с мегаплагиофировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор № 54—55) в виде крупных (5—8 *мм)* фенокристаллов и их сростков. В нижней и средней частях потока лава обладает отчетливой интерсертальной структурой основной массы, состоящей из микролитов андезин-лабрадора и микролитов моноклинного пироксена; промежутки между зернами заполнены бурым стеклом. Много рудных зерен. В верхах потока основная масса гиалопилитовая и иногда витрофировая. Отдельность столбчатая. Мощность от 5 до 30 *м*. Вышеописанные лавы характерны для свиты как в северных, так и в южных районах ее распространения. Изучение петрографии и химии мегаплагиофировых лав бурковской свиты и мегаплагиофировых андезито-базальтов гипабиссальной интрузии и связанных с ней даек того же состава, прорывающих щапинскую свиту в верховьях р. Левой Щапины, показывает их большую близость. Можно предполагать, что эти образования генетически тесно связаны одно с другим.

Осадочно-вулканогенный комплекс щапинской и бурковской свит значительно дислоцирован. В верховьях р. Левой Щапины и ее левых притоков (реки Таводок, Ближняя, Буркова) породы падают на юго-восток 120—140° под углами от 25—30° до 50—60°. Вблизи сброса северо-восточного простирания, в районе Адриановского перевала, углы падения достигают 80—90°. Породы нарушены многочисленный мелкими сбросами и сдвигами с амплитудой от нескольких сантиметров до 10 *м* и более. В обрывах Кизименского дола и по р. Поперечной туфолавовая бурковская свита падает на юго-юго-восток 160 — 170° и также имеет крутые углы падения (40—60°). Выходы древнего мел-палеогенового фундамента на севере (верховья р. Левой Щапины) и на юге (р. Северная) ограничивают прогиб северо западного направления, который вкрест простирания сечется современной горстовой структурой хребта Тумрок. Прогиб заполнен отложениями щапинской и бурков-ской свит, а также более молодыми вулканогенными образованиями. Максимальное погружение толщ, соответствующее, видимо, осевой части прогиба, наблюдается на широте горы Скалистой, где обнажаются лишь верхи бурковской свиты, перекрытые мощным вулканогенным тумрокским комплексом.

О возрасте щапинской и бурковской свит можно судить по остаткам ископаемой фауны и флоры, заключенной в осадочной толще. Комплекс фауны из основания разреза весьма однообразен и представлен главным образом видами, имеющими широкое распространение на Камчатке в верхах миоцена и в плиоцене. Goldia thraciaeformis (Stor.), правда, указывается А. П. Ильиной (1963) как один из руководящих видов какертской свиты кавранской серии, однако на Восточной Камчатке этот вид встречен как в более древних отложениях, так и в более молодых, и является процветающим современным видом. Более определенные выводы можно сделать из сопоставления родового комплекса флоры нижней части щапинской свиты с известными флорами Камчатки. Наибольшую близость она обнаруживает с флорой эрмановской свиты у мыса Непропуск и Энемтенских скал (Гептнер, 1961), а также с флорой верхней части угленосной толщи залива Корфа (классическая свита). Для всех перечисленных флор характерны крупнолистные формы покрытосеменных с большей или меньшей примесью хвойных. Особенно многочисленны представители и родов Betula, Alnus, Corylus, Populus, Sallix. Несмотря на то что флористический комплекс щапинской свиты менее разнообразен в родовом отношении, такие экзотические роды, как Pterocarya, Phellodendron, Liquidambar, Magnolia, Tsuga. представители Taxodiaceae и Cupressaceae, свидетельствуют об однотипности его с комплексами эрмановской и классической свит. С другой стороны, флористические комплексы, предшествовавшие эрмановским, включают многие субтропические влаголюбивые формы, которые не встречаются позднее. Так, в нижней части корфской угленосной толщи (медвежкинская свита) присутствуют Magnolia, Ficus, Cissus. В отложениях этолонской свиты по р. Тигиль в устье р. Пирожникова встречены Fagus antipovii Heer, Cercidiphyllum crenatum (Ung.) Brown., Zizyphus sp. Стратиграфическое положение этих отложении установлено по фауне, собранной в этих же слоях. Учитывая имеющиеся данные по неогеновым флорам Камчатки, мы можем с наибольшей вероятностью сопоставлять щапинскую свиту с эрмановской свитой кавранской серии. Возможно, что низы ее соответствуют в какой-то части верхам этолонской свиты. Одним из подтверждений этого вывода является близость степени метаморфизма углей щапинской, эрмановской и классической свит. Во всех случаях это — угли черного цвета с листоватой и щепочной отдельностью, относящиеся к слабоконсолидированным, бурым, очень низкой стадии углефикации, с обилием витренизированных обломков древесины (телит), часто неправильно называемые лигнитами. Щапинская свита по условиям формирования чрезвычайно сходна с корфской угленосной толщей. Большая мощность свиты и перекрывающих ее отложений позволяет ожидать здесь более высокую степень углефикации растительной массы, чем в одновозрастных отложениях корфского разреза и тем более эрмановской свиты, накопление которой происходило в тектонически более стабильных условиях. Поэтому совершенно невозможно поместить щапинскую свиту стратиграфически ниже эрмановской и классической. Таким образом, возраст щапинской свиты по комплексу признаков рассматривается в пределах среднего плиоцена, возможно, верхов нижнего плиоцена. Бурковская свита, связанная со щапинской постепенным переходом, также имеет среднеплиоценовый возраст. Большая мощность этих образований вполне объяснима интенсивностью вулканизма в этом районе и ахроногенным характером накопления продуктов извержений.

---

[1] См. статью А. И. Челебаевой, В. Н. Синельниковой и П. А. Мчедлишвили в настоящем сборнике.

Осадочные комплексы, подобные щапинской свите, известны и в других районах Камчатки. Часто они также постепенно переходят в вулканогенные образования в вертикальном разрезе. Так, в Быстринском хребте (центральная часть Срединного камчатского хребта) и его восточных предгорьях Е. М. Изотова и Л. В. Тихомиров выделили в 1957 г. туфогенно-осадочную свиту верхнемиоцен-плиоценового возраста, сложенную прибрежно-морскими отложениями с фауной и континенталь ными образованиями с «лигнитами», содержащими отпечатки листовой флоры. Е. М. Изотова эту свиту проследила также в верховьях р. Тигиль и р. Кахтун. В осевой части хребта в ее составе отмечается появление прослоев андезитов и туфобрекчий. По описанию эта свита сходна с березовской свитой, выделенной В. К. Ротманом (1960), также в осевой части хребта в районе работ Е. М. Изотовой. Как Е. М. Изотова, так и В. К. Ротман отмечают несогласное перекрытие этих отложений толщей вулканических брекчий и лав, которую Е. М. Изотова и Э. Н. Эрлих (1960) назвали плиоцен-нижнечетвертичной свитой, а В. К. Ротман—алнейской серией. Этот факт заставляет думать, что березовская свита представляет вулканогенно-осадочную фацию верхнемиоцен-плиоценовой свиты Е. М. Изотовой. Плиоценовый возраст последней установлен на основании ее фаунистической характеристики, имеющей несомненное сходство с кавранскими комплексами. С другой стороны, по заключению М. И. Борсук (Геология СССР, 1964), флора березовской свиты Быстринского хребта чрезвычайно сходна с Корфской флорой, которая до сих пор считалась олигоцен-миоценовой. Пересмотр возраста корфской угленосной толщи и выделение в ее[2] составе нижнеплиоценовой и среднеплиоценовой флористических зон приводит, таким образом, и к пересмотру возраста свит, ранее сопоставлявшихся с ней. Следовательно, возраст березовской свиты должен определиться не древнее нижнего и среднего плиоцена. Березовская свита является аналогом верхней части кавранской серии Западной Камчатки, щапинской и бурковской свит хребта Тумрок и корфской угленосной толщи Северной Камчатки. Надо подчеркнуть, что этот вывод относится только к разрезу березовской свиты, выделенному в Быстринском хребте. Березовская свита, описанная В. К. Ротманом на р. Кагнисин, по литологии и типу флоры значительно отличается от быстринской и, по нашему мнению, является более древним образованием.

Верхний структурный этаж. Тумрокский вулканогенный комплекс. Отложения комплекса слагают осевую часть хребта Тумрок, его восточные склоны и частично западные склоны хребта Гамчен, где они перекрываются гамченским лавовым комплексом. Альпийский рельеф водораздела хребта Тумрок делает доступным наблюдению полный разрез комплекса на всей площади его распространения, открывая широкие возможности для детальных исследовании. Отложения тумрокского комплекса с размывом и угловым несогласием перекрывают щапинскую и бурковскую свиты, а также более древние образования района. Мощность тумрокского комплекса закономерно возрастает с севера на юг вдоль оси хребта, от истоков р. Адриановки до района горы Скалистой, где она достигает 1200 *м.* Максимальные мощности в районе горы Скалистой соответствуют осевой части вулкано-тектонической впадины субширотного простирания, унаследовванной от кавранского прогиба. На юг от горы Скалистой наблюдается уменьшение мощностей, и в районе р. Северной отложения тумрокского комплекса полностью выклиниваются. Породы, слагающие комплекс, практически не дислоцированы. Наблюдающиеся углы падения до 18—20° объясня-

[2] См. сноску на стр. 92.

ются первичными уклонами рельефа при вулканических извержениях. Увеличение углов падения до 30—35° в зоне, примыкающей к Щапинскому грабену, связано с молодыми движениями по разломам северо-восточного простирания.

Тумрокский вулканогенный комплекс весьма сложно фациально построен и имеет довольно пестрый химический состав. Низы разреза в западном части изученного района, ограниченной с северо-запада молодым щапинским грабеном, представлены вулкано-терригенными об-разованиями с общей мощностью до 500—600 *м*. Это — отложения лахаровых потоков и сухих рек, горного аллювия, пролювиальных конусов выноса, а также различные пирокластические образования. Представлены они переслаиванием, обычно линзообразным, крупно-обломочных и глыбовых брекчий, галечных и валунных конгломератов, туффитов и туфов; часто встречаются линзы косослоистых песчаников и алевролитов. Приведем краткое описание характерных типов пород.

1. Желтовато-серая крупнообломочная брекчия с отдельными глыбами до 1,5 — 2 *м* в диаметре. Обломки представлены базальтами и андезито-базальтами, встречаются также обломки мегаплагиофировых лав, идентичных андезито-базальтам бурковской свиты. Обломки не сортированные, цемент представлен дресвяником, часто переходящим и псефитовый и даже псаммитовый туффит.

2. Мелкообломочная брекчия со средним диаметром обломков 2— 4 *см*; наряду с угловатыми встречаются и полуокатанные обломки. Со-став обломков андезитовый и андезито-базальтовый, цемент — псефитовый литокластический туффит.

3. Валунный конгломерат, часто по простиранию переходящий в конгломерато-брекчию. Цемента крайне мало (5—7%), обычно он представлен вулканомиктовым песчаником. Обломки — плагиоклазо-вые и пироксен-плагиоклазовые базальты и андезито-базальты. В конгломератах встречаются линзы рыхлых вулканомиктовых песчаников зеленовато-серого цвета с косой слоистостью, а также гравелитов.

4. Желто-серый кристаллокластический псаммитовый туф, состоит из правильных обломков средних и основных плагиоклазов, а также ромбических и моноклинных пироксенов. В кристалло-литокластических разностях много обломков обожженных эффузивных пород андезито-базальтового состава. С запада на восток по простиранию кластическая толща низов разреза постепенно переходит в лавово-пирокластическую. Разрез лавово-пирокластической толщи представлен переслаиванием плагиоклаз-пироксеновых андезито-базальтов и андезитов с туфами такого же состава, от агломератовых до псаммитовых. Ближе к осевой части хребта количество лав в разрезе несколько возрастает. Толща прорвана многочисленными дайками роговообманковых андезитов. Такое изменение вулканогенных фаций с запада на восток и, в частности, увеличение эффузивной части разреза в приосевой части хребта объясняется тем, что именно в водораздельной части хребта Тумрок расположена большая часть эруптивных центров, с которыми генетически связано накопление материала описанной толщи. Обычно эруптивные центры заполнены экструзиями роговообманковых андезитов, внедрившихся, видимо, по подводящим каналам. От этих центров по радиусам расходятся дайки роговообманковых андезитов.

Выше разрез тумрокского комплекса представлен туфами и лавами преимущественно среднего состава с общим преобладанием пирокластики. Для этой части разреза характерны крупнопорфировые двупироксеновые андезиты (размер фенокристаллов до 1 *см* по длинной оси) и кристаллокластические туфы, переполненные крупными, правильными обломками кристаллов как моноклинных пироксенов, так и ромбических. Андезиты обычно образуют короткие, но довольно мощные по-

токи, быстро выклинивающиеся по простиранию. Максимальная мощность верхней части разреза в районе горы Скалистой 500—600 *м*. На востоке изученного района (долина р. Сторож, западный склон хребта Гамчен в районе горы Шпиль) разрез тумрокского вулканогенного комплекса существенно иной. Здесь, в пределах крупного единого андезито-андезито-базальтового вулканического цикла (в общем, характерного для тумрокского комплекса) выделяется более кислая андезито-дацитовая фаза, сопровождающаяся мощными накоплениями игнимбритов. Игнимбриты среднего и кислого состава по направлению к западу, к осевой части хребта Тумрок, по простиранию замещаются более основными туфами и лавами.

В пределах хребта Гамчен тумрокский комплекс перекрывается вулканогенными образованиями, которые мы условно объединяем в гамченский комплекс. Гамченский вулканогенный комплекс имеет преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый состав. Породы комплекса образуют обширные платообразные поверхности, сформировавшиеся в результате деятельности отдельных крупных аппаратов центрального типа (вулканы Пальцевский, Конради, Иульт), а также, по-видимому, в результате проявления ареального вулканизма. Приблизительные видимые мощности комплекса — около 400—500 *м*. Гамченский вулканогенный комплекс, по-видимому, одновозрастен нижнечетвертичным оливинсодержащим базальтам Камчатки.

Таким образом, геологическое положение тумрокского вулканогенного комплекса вполне определенно: он несогласно лежит на верхнекавранских вулканогенно-осадочных образованиях и перекрывается четвертичными образованиями плато (гамченским комплексом).

Аналогичное геологическое положение занимает ряд свит и серий, выделенных различными авторами в пределах Центральной, Северной и Южной Камчатки (рис. 3).

1. В Срединном камчатском хребте выделяется алнейская вулканогенная серия, обычно датируемая верхнемиоцен-плиоценовым возрастом. Один из стратотипических разрезов серии описан В. К. Ротманом в Быстринском хребте (центральная часть Срединного хребта), Здесь, по данным В. К. Ротмана, алнейская серия несогласно налегает на березовскую свиту, относимую М. И. Борсук к среднему миоцену Перекрывается алнейская серия платоэффузивами, которые большинство исследователей Камчатки относит к нижнечетвертичному возрасту. Выше уже излагалось, что, по нашему мнению, береэовская свита Быстринского хребта соответствует верхам кавранской серии Западной Камчатки. Следовательно, алнейская серия является надкавранским образованием. Мы не можем согласиться с В. К. Ротманом, рассматривающим алнейскую серию как вулканогенный аналог кавранской осадочной серии миоцен-плиоцена. К таким выводам он пришел исключительно на основании предполагаемых фациальных переходов вулканогенных отложений алнейской серии в осадочные кавранские в пределах сочленения Срединного хребта с Центральной Камчатской депрессией.

Алнейская серия Быстринского хребта имеет чрезвычайно сходный разрез с тумрокским вулканогенным комплексом. Здесь, так же, как и в хребте Тумрок, часто наблюдается двучленное строение разреза: нижняя часть разреза сложена вулканогенно-осадочными породами (конгломераты, песчаники, туффиты), верхняя — вулканогенными (андезито-базальты, туфы, лахаровые брекчии). Вулканогенно-осадочные породы по простиранию также обычно выклиниваются, замещаясь вулканогенными. Состав алнейской серии преимущественно андезито-базальтовый с проявлением «игнимбритового» вулканизма. Одинаковое положение обеих толщ (как тумрокский комплекс так и алнейская серия «зажаты» между верхами кавранской серии и четвертичными

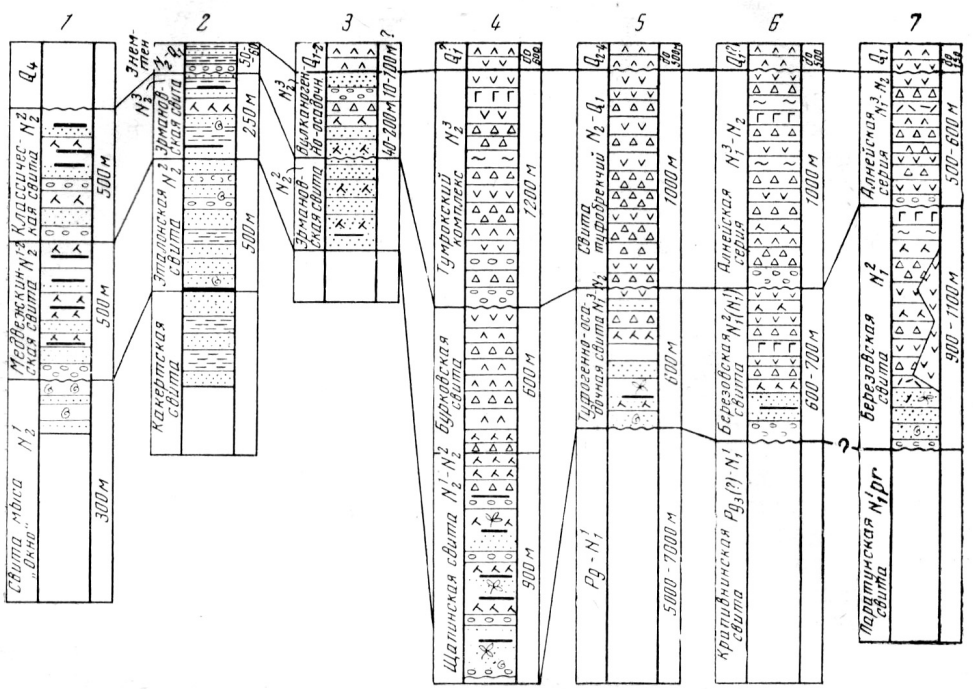

Рис. 3. Корреляционная схема неогеновых отложений Камчатки

1 — залив Корфа (Л.И.Челебаева, В.Н. Синельникова, П.А. Мчедлишвили, 1965); *2* — западное побережье Камчатки, р. Хейсливэем (Казакова, 1963); 3 — р. Пустой (А. С. Арсанов,Е.М.Малаева,1984);*4*—хребетТумрок(А.Е.Шанцер,А.А.Челебаева,А.Р.Гептнер, 1965); *5* — Быстринский хребет, Е.М. Изотова, 1957); 6 — Быстринский хребет (Срединный хребет, В. К. Ротман, I960); 7 — юг Камчатки (С. Е. Апрелков, 1962)

платоэффузивами), а также общность их литологического состава позволяют нам считать их возрастными аналогами.

2. На севере Камчатки в бассейне р. Пустой А. С. Арсанов и Е. М. Малаева (1964) выделяют вулканогенно-осадочную толщу, резко несогласно залегающую на эрмановской свите и более древних образованиях этого района; перекрывается она толщей оливиновых базальтов плато. Мощности вулканогенно-осадочной толщи закономерно увеличиваются от депрессионной части западного побережья к осевой части Срединного хребта (от 80 до 100 *м).* В таком же направлении увеличивается и количество вулканогенного материала. На основании несогласного залегания вулканогенно-осадочной толщи на эрмановских отложениях и облика обнаруженной в ней флоры А. С. Арсанов и Е. М. Малаева сопоставляют ее с энемтенской свитой.

3. На западном побережье Камчатки, в устье р. Тигиль, на размытую поверхность эрмановских отложений несогласно налегает толща бурых конгломератов аллювиального генезиса[3]. По данным спорово-пыльцевого анализа и определениям листовой флоры (Гептнер, 1961), бурые конгломераты охарактеризованы обедненным, в сравнении с эрмановским, комплексом флоры, сходным с комплексом из вулканогенно-осадочной толщи предгорий Срединного хребта (Арсанов, Малаева, 1964). Сходные геологические условия залегания и близкий состав фло-

[3] Согласно последним данным, ископаемые остатки широколиственной флоры с большим количеством экзотических форм, определенных П. А. Мчедлишвили (Гептнер, 1961), происходят не из толщи бурых конгломератов, а из подстилающих их эрмановских отложений.

ры позволяют считать их также континентальными аналогами морских энемтемских отложений, охарактеризованных теплолюбивой фауной моллюсков (Меннер и Куликова, 1961).

4. На юге Камчатки, в ряде районов, в том числе в Южно-Быстринском хребте, многие геологи (С. Е. Апрелков, В. Н. Бондаренко и др.) при съемочных работах выделяют алнейскую вулканогенную серию, несогласно залегающую на прибрежно-континентальных отложениях, обычно параллелизуемых с березовской свитой. Березовская свита часто выделяется здесь и в вулканогенных фациях. По аналогии с бере зовской свитой В. К. Ротмана она датируется средним миоценом.

Анализ материалов по Южной Камчатке позволяет вам сделать следующие заключения:

1. Среднемиоценовый возраст «березовской свиты» устанавливается, как правило, на основе весьма разрозненных сборов фауны моллюсков, по большей части имеющих широкий возрастной диапазон.

2. К березовской свите часто относят, видимо, разновозрастные образования.

3. По характеру дислоцированности, литологическим признакам, углям низкой стадии метаморфизма некоторые стратиграфические подразделения, относимые к березовской свите, очень сходны с аналогами верхов кавранской серии хребта Тумрок. В основании их также повсеместно отмечается угловое несогласие. Поэтому можно считать, что на юге Камчатки, действительно, существуют возрастные аналоги верхнекгвранских отложений.

4. Алнейская серия юга Камчатки сходна с разрезом одноименной серии Срединного хребта и с тумрокским вулканогенным комплексом. Таким образом, мы видим, что на юге Камчатки выделяются сходные со Срединным и Восточным хребтами литологические подразделения миоцен-плиоценового возраста. Безусловно, стратиграфия миоцен-плиоценовых толщ юга Камчатки требует еще тщательного изучения для однозначного решения возраста вышеуказанных образований.

Исходя из изложенного материала, мы приходим к совершенно определенному выводу, что на Камчатке существует континентальная вулканогенно-молассовая формация верхнеплиоценового возраста, включающая ряд разноименных серий, свит и толщ. Это — алнейская серия Срединного хребта, вулканогенно-осадочная толща района р. Пустой, энемтенская свита западного побережья, тумрокский вуланогенный комплекс и алнейская серия юга Камчатки. Чаще всего — это вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования континентального (реже — прибрежно-морского) генезиса, которые накапливались и послеэрмановское время до излияний платоэффузивов. Осадконакопление этого времени связано в основном с активным вулканизмом преимущественно эксплозивного характера, сконцентрированного в пределах уже существовавших поднятий на месте современных Срединного и Восточного хребтов, а также юга Камчатки. В крупных межгорных впадинах, видимо, грабенообразного характера, накапливались мощные терригенно-вулканогенные толщи: алнейская серия, тумрокский вулканогенный комплекс. По периферии горных вулканических сооружений шло накопление осадков преимущественно аллювиально-пролювиального генезиса (типа предгорных конусов выноса)— вулканогенно-осадочная толща р. Пустой, энемтенская свита в континентальных фациях (бурые конгломераты в устье р. Тигиль). Отложения указанных толщ являются практически не дислоцированными, так как они формировались уже позже последней (послекавранской) фазы складчатости — Сахалинской,— по Б. И. Плешакову (Дьяков, 1955). Тектонические деформации этих образований выражены обычно лишь в блоковых перемещениях по молодым разломам.

Поскольку стратиграфические построения авторов в значительной мере связаны с сопоставлением флористических комплексов указанных выше отложений, уместно сделать несколько замечаний по вопросу о третичных флорах Камчатки. Флоры палеогена изучались в мощных разрезах на западном побережье, где флороносные континентальные отложения переслаиваются с морскими, охарактеризованными ископаемой фауной. Наиболее детальные исследования по палеогеновым флорам принадлежат М. И. Борсук (1959). Неогеновая флора Камчатки до последнего времени была известна лишь по нескольким разрозненным местонахождениям и мало исследована. Возраст ее устанавливался, как правило, с учетом общего представления о прогрессивном похолодании климата в течение олигоцена и всего неогена и постепенном обеднении состава растительности (Борсук, 1959). Холодно-умеренная флора, почти лишенная реликтовых форм, характеризует верхи миоцена. К плиоцену относились лишь наиболее обедненные по составу флористические комплексы бореального и арктического типа. Редкие находки реликтовых растении в некоторых флорах такого типа объяснялись особым микроклиматом района, который обычно связывался с горячими источниками. При таком положении выводы о возрасте флор и климатах, которые чин отражают, связаны как бы порочным кругом. Недостаточная изученность стратиграфии третичных отложений и очень неполные знания миоцен-плиоценовых флор привели к сильному утрированию идеи прогрессивного похолодания.

Материалы различных исследователей за последние годы во многих случаях позволили установить возраст флороносных континентальных отложений на основе геологических соотношений и фаунистической характеристики подстилающих пород. При этом обнаружилось, что плиоценовые флоры обладают весьма теплолюбивым обликом и содержат ряд реликтовых форм, характерных для олигоцена Камчатки (Fagus, Quercus, Cercidiphyllum). Все сказанное заставляет с большой осторожностью относиться к существующим возрастным датировкам многих континентальных толщ Камчатки, основанных на палеоботанических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Арсанов А. С., Малаева Е. М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху.— Вестник МГУ, серия геогр.., 1964, № 4.

Борсук М. И. Палеогеновая флора Камчатки.— В кн.: «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Л., 1959.

Борсук М. И. Неогеновая флора Камчатки. Там же, 1959а.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 69, 1952.

Гептнер А. Р. О возрасте эрмановских и энемтемских отложений Западной Камчатки.—Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. М., Изд-во «Недра», 1964.

Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Труды ВНИГРИ, 1955, вып. 16.

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки.— Труды ВНИГРИ, 1955, вып. 14.

Ильина А. П. Неогеновые моллюски Камчатки.— М., 1963.

Меннер В. В., Куликова В. Н. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки.— В кн.: «Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР». М., Гостоптехиздат, 1961.

Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки.

Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, 1939, вып. 123. Ротман В. К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4.

Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.