

И. М. АФАНАСЬЕВА

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ  
ЮЖНОГО СКЛОНА  
СОВЕТСКИХ КАРПАТ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

И. М. АФАНАСЬЕВА

3070

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ  
ЮЖНОГО СКЛОНА  
СОВЕТСКИХ КАРПАТ

КИЕВ „НАУКОВА ДУМКА“ 1979



УДК 552.5:550.4(477)

Петрогеохимические особенности флишевой формации южного склона Советских Карпат / Афанасьева И.М. - Киев : Наук. думка, 1979. - 244 с.

В монографии обобщены результаты изучения палеогеновых и меловых отложений флишевой формации южного склона Карпат. Кроме общих вопросов петрографического характера рассматриваются специфические вопросы минералогии, петрохимии и геохимии флиша. Описаны эволюция состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород в процессе развития карпатской геосинклинали и определяющие ее факторы применительно к каждой петрографической группе пород. Приводится также характеристика постседиментационных преобразований.

Предназначена для специалистов в области изучения литологии и геологии геосинклинальных зон.

Ил. 46. Табл. 14. Список лит.: с. 234-241.

Ответственный редактор

Л.Г.Ткачук

Рецензенты

В.В.Науменко, Ю.Н.Сеньковский

Редакция литературы о Земле

А 20805-523 242-79 1904020000  
M221(04)-79

© Издательство "Наукова думка", 1979

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В изучении проблемы литогенеза подвижных зон важное место принадлежит литологическим и петрогеохимическим исследованиям пород типично геосинклинальных — флишевых формаций. Такие данные, наряду с другими общегеологическими сведениями, представляют собой необходимый материал для познания особенностей различных этапов развития геосинклинального процесса.

Флишевые формации в течение многих лет изучались в нашей стране — в Карпатах, Крыму, на Кавказе, Урале, в Средней Азии и в пределах Сихотэ-Алиньской складчатой области. Вопросы литологии, петрографии и геохимии пород флишевых формаций отражены в работах И.В.Хворовой [1,2], В.А.Гроссгейма [3,4], Н.В.Логвиненко, Г.В.Космачева, Г.В.Карповой [5-10], П.В.Маркевича [11], Б.М.Келлера [12] и др. Целенаправленные исследования литологического характера в Карпатском регионе проводили М.П.Габинет [13-18], О.Ф.Ткаченко [19], М.Д.Бобровник [20], Я.О.Кульчицкий [21], Д.П.Бобровник с сотрудниками [22] и др.

Породы мел-палеогеновой флишевой формации Советских Карпат служат объектом изучения при проведении поисково-разведочных работ на нефть, газ, рудные и другие полезные ископаемые, а также тематических исследований по седиментологии, петрогеохимии и корреляции флиша Карпато-Балканского региона. Изучению осадочных пород флишевой формации Карпат у нас и за рубежом уделяется все больше внимания. Им посвящено много публикаций, отражающих в основном макропризнаки пород этой формации (макротекстуры, ритмичность и др.). Благоприятным объектом для изучения эволюции вещественного состава различных типов пород, образовавшихся в стадию геосинклинального развития региона, является южный склон Советских Карпат, где можно проследить особенности осадкообразования в различных

структурно-фациальных зонах в ходе изменения тектонических и палеогеографических условий.

Цель настоящей работы – детальное изучение вещественного состава мел-палеогеновых отложений южного склона Карпат и его эволюции, которая отражает и характеризует определенные этапы развития карпатской геосинклинали. В работе, кроме общих вопросов минералого-петрографического характера, рассматриваются вопросы петрохимии, геохимии, делаются выводы о составе пород областей питания. Приводятся данные о характере распределения химических элементов в породах флишевой формации, что послужило основой для определения металлогенической специализации отдельных стратиграфических единиц в пределах различных структурно-фациальных зон и для выделения районов геохимических аномалий. На основе изучения процессов вторичных изменений пород проанализированы факторы их постседиментационных преобразований, что позволяет оценить их значение применительно к каждой петрографической группе пород. На основании результатов изучения вещественного состава пород дана информация об эволюции терригенного и хемогенного осадконакопления в Карпатском регионе, что дополняет знания о морском литогенезе в подвижных зонах земной коры.

Детальные минералого-петрографические исследования проводились с применением современных методов изучения осадочных пород и минералов; были использованы аналитические данные, включающие результаты химического, рентгеноструктурного, электронномикроскопического, термического, спектрального, изотопного и других видов анализов, выполненных в соответствующих лабораториях Института геохимии и физики минералов АН УССР.

В процессе работы большую помощь оказывал акад. АН УССР Л.Г.Ткачук, за что автор выражает глубокую признательность.

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В структурном отношении территория Советских Карпат весьма неоднородна. Здесь выделяют несколько основных крупных тектонических единиц, которые расчленяют, в свою очередь, на более мелкие тектонические зоны. В пределах внутренней части Карпатской складчатой области, на южном склоне Карпат, выделяются несколько зон. В основу районирования положены преимущественно литофациальные признаки. Выделенные таким образом фациальные зоны одновременно являются и самостоятельными структурными единицами, сформировавшимися в бассейнах, разделенных кордильерами и в настоящее время оближенных по региональным надвигам или покровам.

Единой, общепризнанной схемы тектонического районирования Карпат еще нет. Мы берем за основу схему структурно-фациального районирования, предложенную геологами УкрНИГРИ в 1975 г. (рис.1). В юго-восточной части Советских Карпат на продолжении Сидезской зоны расположена Черногорская зона, известная в Румынии как зона Аудия, или зона черных сланцев. По своему положению она соответствует центральной части мелового флишевого прогиба. В пределах Черногорской зоны меловые отложения представлены наиболее полно. Это в основном осадки относительно глубоководные и удаленные от источников сноса. В составе меловых отложений выделяют три свиты: шипотскую (баррем - альб), яловецкую (сеноман - турон) и черногорскую (верхи турона - низы палеоцена).

Палеонтологически охарактеризованные отложения палеогена (палеоцен и эоцен) установлены только в самой северной части Черногорской зоны, известной под названием скибы Скуповой. Мощный комплекс этих пород (до 1000 м), образуя выдержанную полосу, прослеживается от долины Прута до долины Белого Черемоша и расчленяется на три свиты: гнилепскую (палеоцен - нижний эоцен), то-

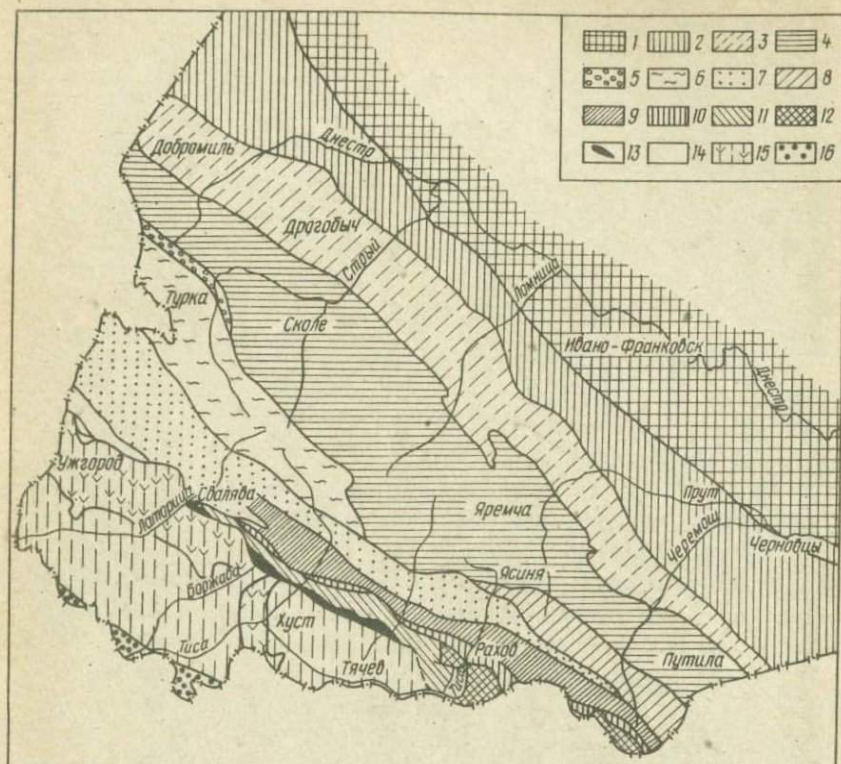


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Советских Карпат:

- 1 - Волыно-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы;
- 2 - Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 3 - Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 4 - Скибовая зона Советских Карпат; 5 - Субсилезская зона; 6 - Силезская зона; 7 - Дуклянская зона; 8 - Черногорская зона; 9 - Суховская зона; 10 - Раховская зона; 11 - Мармарошская зона; 12 - выходы древних пород Мармарошского массива; 13 - Пенинская зона; 14 - Магурская зона; 15 - Закарпатский внутренний прогиб; 16 - Паннонская впадина.

пильчанскую (нижний - средний эоцен) и пробийненскую (средний - верхний эоцен).

Шипотская свита. Отложения этой свиты в виде узких прерывистых полос прослеживаются в центральной и восточной частях Восточных Карпат, увеличиваясь в мощности и сливаясь в непрерывную широкую полосу в бассейнах рек Прута, Белого и Черного Черемошей. В бассейне Черемоша наблюдаются наиболее полные и хорошо

обнаженные разрезы шипотской свиты. По литологическим признакам она подразделяется на ниже- и верхнешипотскую подсвиты. Нижняя часть нижешипотской подсвиты представлена главным образом чередованием глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных, глинистых и карбонатных пород, которые характеризуются обычно темно-серым, почти черным цветом, с редкими прослоями песчаников. В верхней части увеличивается содержание прослоев песчаника и появляются прослой аргиллитов. Здесь же появляются прослой черных силицитов - фтанитов ("лидиты", как называл их Суйковский [23]), а также часто встречаются различные конкреционные образования. Хорошие разрезы нижешипотской подсвиты обнажаются по р. Белому Черемошу от с. Яблоницы до верховьев р. Яловца, по нескольким притокам р. Пробийной и в бассейне р. Черного Черемоша. Переход между отложениями ниже- и верхнешипотской подсвиты постепенный. В отложениях верхнешипотской подсвиты преобладают различные преимущественно кремнистые и карбонатные песчаники с прослоями глинистых и кремнистых пород. Для песчаников шипотской свиты характерны крупные механоглифы на нижних поверхностях напластования. Часто в песчаниках и алевролитах нормальная горизонтальная слоистость чередуется со сложной по рисунку текстурой, обусловленной оползанием осадка в подводных условиях. Для свиты характерно равномерное переслаивание пород. Размер зернистости в каждом ритме различный: от грубозернистого песчаника с гравийной примесью в основании до аргиллитов в кровле ритма. Общая мощность шипотской свиты 600-700 м.

**Я л о в е ц к а я с в и т а .** Яловецкой свитой названа небольшая по мощности толща пород, залегающая между отложениями шипотской и черногорской свит. Она четко отделяется от подстилающих ее пород по подошве красноцветных глинистых пород. Верхняя ее граница проводится по массовому появлению в разрезе слюдистых песчаников черногорской свиты. Нижняя часть свиты (нижнеяловецкая подсвита) представлена горизонтом (30-70 м) глинистых и кремнистых пород. Иногда в переслаивании с ними наблюдаются зеленовато-серые порушливые песчаники. В этих отложениях много конкреций, которые изучал З.Суйковский [23]. Он различал среди них пиритовые, карбонатные, сидеритовые, сидерито-марганцевые, марганцевые и кайекситовые. В основании этой пестроцветной пачки по р. Пробийной залегает четырехметровый горизонт тонких (5-15 см) прослоев зеленых радиоляритов, переслаивающихся с тонкими прослоями кремнистых песчаников и красных аргиллитов. В северо-западном направлении

мощность пестроцветной пачки значительно сокращается и в бассейне р. Тересвы не превышает 30 м. Общее изменение подсыты в поперечном к простиранию направлении с северо-востока на юго-запад сводится к сокращению мощности, уменьшению нижнего горизонта однообразных красных аргиллитов и увеличению пород верхней пачки с элементами типичного флишевого строения. Верхняя часть яловецкой свиты (верхнеяловецкая подсыта) сложена переслаиванием серых и зеленовато-серых аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников и карбонатных пород. В направлении с севера на юг мощность верхнеяловецкой подсыты возрастает, и состав ее становится более глинистым — уменьшается роль песчаников и увеличивается роль темно-серых, нередко черных аргиллитов. В юго-восточной части описываемого района, по мнению В.И.Славина, С.Л.Бызовой и др. [24], в период отложения верхнеяловецкой и нижнечерногорской подсыт располагалась центральная часть прогиба, где отлагались более тонкие глинистые осадки. Общая мощность яловецкой свиты 150–200 м.

Черногорская свита во всех разрезах тесно связана постепенным переходом с яловецкой и сложена преимущественно песчаниками. В нижней части разреза песчаники толстослоистые, чередующиеся с довольно мощными пачками мелкоритмичного песчано-глинистого флиша. Вверх по разрезу пачки мелкоритмичного флиша выпадают, и толща состоит из массивных песчаников, содержащих тонкие прослой аргиллитов и очень редкие и маломощные пачки тонкоритмичного флиша.

В районе Чивчинских гор черногорская свита развита в северо-восточной части Черногорской зоны, где она слагает крыло Скуповской скибы. На подошве прослоев песчаников и алевролитов черногорской свиты наблюдается большое количество "язычковых" механоглифов. Они характеризуются устойчивой ориентировкой во всех частях разреза свиты; по данным В.И.Славина, С.Л.Бызовой и др. [24], направление течений по ним составляет  $285-350^{\circ}$ , преобладающее — северо-западное —  $290-305^{\circ}$ . В направлении к Мармарошскому массиву в черногорских песчаниках отмечается увеличение зернистости. В истоках Прута в разрезе свиты появляются прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Характер обломочного материала, сравнительно крупные его размеры свидетельствуют о близости источников сноса. Общая мощность черногорской свиты 700 м.

Стратиграфическим аналогом черногорской свиты является вильшанская свита (турон — дат). Наиболее полный

разрез этой свиты вскрывается по р. Терёбле у плотины Терёбля-Рикской ГЭС и ее левому притоку — ручью Вильшанскому. Свита представлена переслаиванием песчаников с пакетами ритмично чередующихся темно-серых, серых и серовато-зеленоватых аргиллитов, алевролитов, песчаных известняков и мергелей. Породы карбонатные и при выветривании покрываются характерной желтовато-бурой коркой.

**Г н и л е ц к а я с в и т а.** Нижняя часть этой свиты относится к палеоцену. Здесь выделяются две пачки: пачка мощностью 50–70 м тонко чередующихся алевроитовых известняков, алевролитов, глинистых и кремнистых пород и пачка мощностью около 100 м — в составе флиша основная роль принадлежит песчаникам. Прослой песчаников чередуются с ритмично переслаивавшимися пакетами, сложенными алевролитами, глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами. Наиболее полно обнажены эти отложения в верховьях ручья Гнильца в районе с. Зеленого и частично по р. Черному Черемошу у пос. Топильче.

Верхняя часть разреза этой свиты представлена ритмичным переслаиванием преимущественно карбонатных песчаников с пачками (2–3 м) тонкоритмичного чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых и карбонатных пород. Мощности верхней части гнилецкой свиты 150–250 м.

**Т о п и л ь ч а н с к а я с в и т а** согласно перекрывает породы гнилецкой свиты и представлена в основном массивными разноритмичными песчаниками. Хорошие выходы этих пород наблюдаются в бассейне р. Пробийной и по ручью Грамитному (р. Черный Черемош). Изредка в нижней части свиты среди песчаников наблюдаются точки прослой зеленовато-серых и красных аргиллитов. По р. Пробийной среди песчаников встречаются отдельные прослой гравелитов. Мощность свиты порядка 200–250 м. Песчаники топильчанской свиты согласно перекрываются ритмичным флишем п р о б и й н е н с к о й с в и т ы, развитым в бассейнах Черного и Белого Черемошей. В составе этой толщи принимают участие существенно карбонатные песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонатные породы (песчаники и алевроитовые известняки, мергели) и кремнистые породы. На нижней поверхности прослоев песчаников и алевролитов наблюдаются характерные для эоценовых пород мелкие бугорчатые и трубчатые биоглифы. Общая мощность свиты составляет 300–350 м.

Дуклянская зона протягивается от Западных Карпат и располагается между Силезской и Магурской зонами. Она охватывает значи-

тельную часть территории южного склона Карпат и прослеживается в виде полосы, постепенно расширяющейся с северо-запада к юго-востоку от первых сотен метров в истоках Вислока (Польша) до 30 км в бассейне р. Латорицы. Южную границу зоны на значительном протяжении образует надвиг Магурской зоны. Детальными исследованиями В.В.Даныша [25] установлено, что структура Дуклянской структурно-фациальной зоны очень сложная. Автор подчеркивает, что основным фактором, который определяет характер этой структуры, является значительное количество продольных и поперечных разрывных нарушений.

В геологическом строении Дуклянской зоны принимают участие осадочные образования от нижнего мела до олигоцена включительно. Нижнемеловые отложения этой зоны представлены литологически хорошо выдержанной ш и п о т с к о й с в и т о й. В основании верхнего мела залегают пестроцветные внизу и сероцветные сверху глинистые породы, которые являются аналогами яловецкой свиты Черногорской зоны. В большинстве случаев литологический облик верхней части свиты близок к таковому пород перекрывающих толщ, что свидетельствует о преемственности в осадконакоплении. Общая мощность яловецкой свиты в Дуклянской зоне около 200 м.

Литофации верхнемеловых отложений этой зоны очень разнообразны и обычно используются для выделения структурно-фациальных подзон. Они образуют два основных типа разреза: березнянский и бачавский.

В междуречье Ужа - Латорицы в пределах зоны наблюдаются очень резкие литофациальные изменения палеогеновых отложений, представленных всеми тремя отделами. К палеоцену относится лютская свита. В эоцене В.В.Даныш [25] выделил следующие литофациальные толщи: стричавские и волосяньские (палеоцен - нижний эоцен), лугские (нижний - средний эоцен), ставнянские (средний эоцен), ужокские (средний - верхний эоцен), сольские, вышковские и гуснянские (верхний эоцен). В олигоцене различают две части разреза: менилитовую и кросненскую фации. К юго-западу от района развития менилитовых слоев нижняя часть олигоцена представлена их возрастными аналогами - дусинскими слоями. Разрез палеогена Дуклянской зоны завершают наддусянские (маловыженские) слои.

Б е р е з н я н с к а я с в и т а представлена толщей темно-серого флиша, которая по характеру слагающих ее пород может быть разделена на две части: ниже- (сенон) и верхнеберезнянскую (маастрихт - низы палеоцена) подсвиты.

Нижнеберезнянская подсвита сложена серыми и голубовато-серыми алевроитовыми известняками и мергелями с прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхней части наблюдаются прослои слабо сцементированных песчаников с примесью гравелитового материала. Большая часть пород пронизана густой сетью кальцитовых прожилков. Обнажения пород нижнеберезнянской подсвиты известны в районе с. Ставного (р. Уж), в устьевой части р. Лютянки, в бассейне р. Большой Пинии, по р. Жденевке, в долине р. Шипота. Мощность подсвиты 700–800 м.

Верхнеберезнянская подсвита представлена серыми грубослоистыми разномерными песчаниками, которые переслаиваются с пачками тонкоритмичного флиша, сложенного аргиллитами, алевролитами и алевроитовыми известняками. Хороший разрез этих отложений наблюдается в правом склоне долины р. Ужа, в районе с. Кострино.

Отложения верхнеберезнянской подсвиты кверху переходят в толстослоистые и массивные песчаники лютской свиты (палеоцен). Мощность подсвиты 300–450 м.

В самых южных элементах Дуклянской зоны березнянская и частично яловецкая свиты замещаются песчаным флишем б а ч а в с к о й с в и т ы . Отложения бачавской свиты присущи только Бачавской подзоне, прослеживающейся от окрестностей с. Великого Березного на р. Уж до бассейна р. Боржавы.

Бачавская свита была выделена в 1965 г. З.Ф. Жигуновой. Она представлена мощной толщей (1100–1300 м) серых грубослоистых массивных песчаников с прослоями либо маломощными пачками темно-серых, черных и зеленоватых аргиллитов и кремнистых пород. В подошвенной части свиты прослеживается непостоянный по мощности (1–15 м) горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Хорошие разрезы бачавской свиты наблюдаются по р. Бачаве, в бассейне ручья Солоного (район с. Черноголовы) и по левым притокам р. Малой Пинии. Возраст бачавской свиты определяется как турон-датский.

В Дуклянской структурно-фациальной зоне к палеоцену отнесена существенно песчаная толща мощностью 600–800 м, выделенная под названием л ю т с к о й с в и т ы , породы которой представлены разномерными толстослоистыми песчаниками с прослоями гравелитов и реже – мелкогалечных конгломератов. Среди песчаной толщи встречаются прослои алевролитов, гидрослицисто-кремнистых пород и мергелей. К югу количество грубообломочных пород постепенно уменьшается, одновременно возрастает роль пакетов тонкоритмичного флиша, представленного чередованием песчаников, алевролитов,

аргиллитов, кремнистых пород, песчаных и алевроитовых известняков. Выходы пород лютской свиты известны по рекам Турице, Луте, Шипоту; аналогичные разрезы лютской свиты прослеживаются в бассейне рек Латорицы, Вечи, в верховьях р. Боржавы. В некоторых местах мощность ее увеличивается и достигает 1000–1200 м (полонина Боржава).

В пределах Дуклянской зоны эоценовые отложения развиты весьма широко. Эоцен здесь представлен всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним. Это очень изменчивый по площади и фациально неоднородный флиш, что дало основание различать своеобразные типы разрезов, а в их составе различные слои: палеоцен–нижнеэоценовые стричавские и волосяньские, ниже–среднеэоценовые лугские, среднеэоценовые ставнянские, средне–верхнеэоценовые ужокские, верхнеэоценовые сольские, вышковские и гуснянские [25]:

С т р и ч а в с к и е с л о и связаны постепенными переходами с лутскими. Это толща преимущественно среднеритмичного флиша, развитая в бассейне рек Ужа, Луты и др. В составе этой толщи выделяются разнообразные песчаники – от мезомиктовых до кварцитовидных – алевролиты, кремнистые породы, алевроитовые известняки и мергели. Мощность толщи составляет 150–350 м.

К северо–востоку характер разновозрастных отложений изменяется, что послужило причиной для выделения здесь волосянского типа разреза. В о л о с я н с к и е с л о и представлены толщей алевроитовых известняков, переслаивающихся с известняками и реже – песчаниками. Прослой песчаников обогащены в подошвенной части гравелитовым материалом. Песчаники и известняки давленные, с зеркалами скольжения. В толще наблюдаются крупные обломки алевролитов. Обнажения этих слоев известны в ручьях Быстром, Гусном и Тихом (бассейн Ужа). Своеобразие волосяньских слоев В.В.Даныш [25] объясняет влиянием двух факторов: седиментационного – толща образовалась вследствие обвалов во время размыва течениями осадочного чехла зарождающегося Преддуклянского островного поднятия и тектонического. Мощность этой толщи не превышает 80 м.

Л у г с к и е с л о и характеризуются развитием преимущественно массивных толстоплитчатых алевроитовых известняков с прослоями песчаников, микрозернистых известняков и известняковых аргиллитов. Иногда наблюдается известняковая брекчия. Лучшие выходы лугских слоев отмечены в районе сел Луга и Волосянки. Мощность толщи 150–200 м.

Залегающие выше ужокские слои представлены в значительной мере мощными песчаниками, благодаря чему вся толща приобретает характер грубого флиша. Песчаники разнозернистые, очень разнообразные, в средней части толщи переходят в мелкогалечные конгломераты (села Волосьянка, Ужок).

В межпесчаниковых пакетах наблюдается ритмичное чередование косослоистых алевролитов, карбонатных, кремнистых и смешанных пород. Мощность толщи 250–300 м.

К югу охарактеризованные выше стричавские слои сменяются вверх по разрезу существенно песчанистыми ставнянскими слоями. Их выходы наблюдаются по р. Ужу на западной окраине с. Луга, в Ставнянском и Жорнавском ущельях, в ручье Ставнянском. Ставнянские слои имеют характер грубого флиша, в составе которого неравномерно чередуются массивные грубослоистые песчаники, в некоторых местах переходящие в гравелиты и конгломераты, с пакетами алевролитов, аргиллитов, алевролитовых известняков и кремнистых пород. Мощность толщи составляет от 100 до 300–400 м.

Выше ставнянских слоев следуют верхнеэоценовые вышкские слои, представленные преимущественно пестроцветными глинистыми породами с редкими прослоями известняков и кремнистых пород. В нижней половине этой толщи развиты вишнево-красные туфогенные аргиллиты, в верхней преобладают зеленые и голубовато-серые разности. В редких случаях среди пестроцветов отмечены прослои алевролитов и песчаников. Мощность толщи – 150 м.

На юг от условной линии Княгинин – Вышка – Лета верхний эоцен представлен мощной (до 300 м) толщей тонкоритмичного флиша, известного под названием сольских слоев. Составными элементами сольского флиша являются кварцитовидные мелкозернистые песчаники с аномально высоким содержанием акцессорных (в основном титанистых) минералов и алевролиты; в меньшей степени развиты аргиллиты. Иногда наблюдаются единичные линзовидные прослои мергелей.

В верховьях р. Ужа верхняя часть верхнего эоцена представлена тонкоритмичным серым флишем, связанным постепенными переходами с подстилающими ужокскими слоями. Эти отложения, хорошо обнажающиеся по р. Ужу между селами Лугом и Волосьянкой, а также по ручью Гусному, О.С. Вялов предложил назвать гуснянскими и. Мощность толщи различна: от 30 до 100 м. В ее составе отмечены песчаники, аргиллиты, карбонатные породы. В верхней части толщи

появляются прослои черных кремнистых пород, появление которых несколько сглаживает резкий переход от гуснянских слоев к менилитовым.

Олигоцен Дуклянской зоны представлен менилитовыми слоями и породами красненской свиты; в более южных структурах они слагают дусинскую и маловыженскую свиты.

В основании разреза менилитовых слоев развиты песчаные и алевроитовые известняки с прослоями кремнистых аргиллитов. Выше залегают преимущественно кремнистые породы, среди которых отмечены редкие прослои известняков и мелкозернистых песчаников. В верхней части увеличивается роль песчаников и алевролитов. Мощность менилитовых слоев составляет 90–120 м.

Красненская свита представлена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых и карбонатных пород. Вскрытая мощность свиты 1200 м.

Нижняя часть дусинской свиты сложена различными известняками (криптозернистыми химически чистыми, кремнистыми, алевроитовыми), аргиллитами, кремнистыми породами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Здесь же отмечены прослои известковых туфов. Мощность этой части 200–300 м. Верхняя часть свиты сложена в основном тем же набором пород, но здесь уменьшается роль карбонатных пород, увеличивается роль кремнистых, глинистых пород, песчаников и алевролитов. Мощность этой верхней части 200–250 м.

Маловыженская свита. Отложения данной свиты согласно перекрывают породы дусинской свиты и представлены массивными разномасштабными песчаниками, в некоторых местах с примесью гравелитового материала и обломками обугленного растительного детрита. Среди песчаников встречаются редкие тонкие прослои аргиллитов. Мощность песчаников маловыженской свиты около 300 м.

Более внутреннее, по сравнению с Дуклянской и Черногорской зонами, положение занимает Суховская зона, которая протягивается от границы с Румынией до бассейна р. Боржавы. В междуречье Черно-го Черемоша и Тересли, у северной периферии Суховской зоны прослеживается полоса развития груборитмичного песчаного флиша, выделенного под названием буркутской свиты (Буркутская подзона).

В Суховской структурно-фациальной зоне комплекс нижнемеловых отложений относится к белотисенской и нижней части суховской свиты. Верхнемеловые отложения представлены суховской и терешовской свитами.

Белотисенская свита. Это мощная (около 1000 м) толща серого и темно-серого цвета, сложенная ритмичным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. В верхней части разреза отмечаются тонкие прослой мергелей и известняков. В составе свиты обнаружены пачки толстослойных песчаников и линзовидные горизонты конгломератов (броньковские, богданские). Для алевролитов и песчаников свиты характерно широкое развитие подводно-оползневых структур. Возраст свиты устанавливается от валанжина до альба включительно. Кверху она постепенно сменяется пестроцветными глинисто-мергельными породами суховской свиты.

Суховская свита по облику и окраске слагающих ее пород разделяется на две части. Нижняя относится к нижнему меду (альб) и сложена темно-серыми известковистыми алевролитами, карбонатно-глинистыми и карбонатными породами. Мощность нижней подсвиты 50 м. Верхняя часть относится к сеноман-турону и представлена зелеными, серыми, красно-бурыми мергелями, аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, количество которых возрастает к кровле толщи. Мощность верхней подсвиты до 100 м.

В бассейне р. Терешовы, к югу от полосы развития отложений суховской свиты прослеживается толща серых разнозернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, выделенная в терешовскую свиту (сенон). Среди песчаников встречаются прослой гравелитов. Значительно меньшее значение имеют небольшие по мощности пакеты флишевого типа. Мощность толщи около 500 м.

Буркутская свита. Район развития этой свиты на западе ограничивается р. Рикой, а на юго-востоке — она устанавливается в бассейне р. Черемоша, где широко распространены эти отложения. В настоящее время большинство исследователей под термином "буркутская свита" понимают только груборитмичный, существенно песчаный двухкомпонентный флиш. Мощность толщи около 1000 м. Структурное положение свиты не совсем ясное. Также по-разному понимается и ее объем.

Буркутская свита представлена в основном серыми слюдистыми массивными песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами или пакетами тонкоритмичного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. В песчаниках буркутской свиты есть механоглифы, много обломков обугленного растительного детрита хорошей сохранности. В бассейне р. Шибенки (левобережье Черного Черемоша) среди буркутских песчаников встречаются тела изверженных пород (спилитов, диабазов, альбит-кератофинов и др.), которые имеют вид цепочки,

вытянутой вдоль контакта буркутской и шипотской свит. В алевролитах буркутской свиты наблюдаются часто складочки сингенетической деформации — результат соскальзывания незатвердевшего осадка по склону бассейна.

В бассейне р. Белой Тисы (р. Богдан) в полосе развития буркутских пород прослеживается узкая синклиналь, выполненная крупно- и мелкогалечными конгломератами (мощность их 60–90 м). Быстро выклинивающуюся мощную линзу грубообломочных пород в разрезе альб-сеноманского плейчатого алевролитового флиша образуют так называемые броньковские конгломераты. Эта толща (мощность около 100 м) мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников к юго-востоку переходит в разнозернистые песчаники, а затем в ритмичный песчаный флиш. По мнению некоторых исследователей, данные конгломераты внутриформационные.

С юга на большей части территории Суховскую зону ограничивает Раховская, которая в виде узкой полосы протягивается вдоль фронта Мармарошского надвига от государственной границы с Румынией до бассейна р. Боржавы. Это зона развития преимущественно темноцветной карботно-терригенной флишевой толщи, выделяемой под названием р а х о в с к о й с в и т ы. По возрасту свита охватывает интервал от валанжина до баррема.

Наиболее низкие элементы мела в Раховской зоне представлены эффузивно-карбонатными породами к а м е н н о п о т о к с к о й с в и т ы (предположительный возраст берриас — валанжин), выделенной в 1961 г. Я.О.Кульчицким и А.В.Максимовым [26]. Эта свита мощностью 100–110 м представлена темно-серыми тонкослоистыми известняками, черными аргиллитами, реже — песчаниками и туфами и залегает на верхнеюрских известняках с включениями вулканогенных пород.

Раховская свита представляет собой двух- и трехкомпонентный тонко- и среднеритмичный флиш. В северо-западной части зоны выходов пород раховской свиты вскрыты наиболее низкие части разреза, представленные ритмичным чередованием мелкозернистых песчаников с алевритовыми известняками голубовато-серого цвета и темно-серыми тонко рассланцованными аргиллитами. Верхняя часть разреза сложена переслаиванием серых песчаников с аргиллитами и гравелитами.

В юго-восточном направлении полоса развития раховской свиты значительно расширяется. Наиболее полные разрезы раховской свиты прослеживаются в районе г. Рахова по ручьям Квасному и Радомиру, где в составе толщи выделяются конгломераты, гравелиты, различные

песчаники, аргиллиты и известняки. Сходные разрезы раховской свиты обнажаются на водоразделе рек Малой и Средней Шопурок. Видимая мощность свиты в этом районе достигает 1000 м. В районе Чивчинских гор мощность раховской свиты по сравнению с Раховским районом сокращается.

Сходные разрезы раховской свиты обнажаются в бассейнах Белого и Черного Черемошей. Здесь развит главным образом трехкомпонентный флиш. В нижней части свиты здесь также появляются небольшие по мощности пачки мелкогалечных конгломератов. В этом районе, вследствие широкого развития явлений подводного оползания, нормальная флишевая слоистость часто бывает нарушена и прослой приобретают форму линз. Отдельные пачки характеризуются очень сложной оползневой текстурой.

С юга к Раховской зоне примыкает и надвинута на нее Мармарошская зона. В пределах последней различают Мармарошский кристаллический массив и полосу Мармарошских утесов. Мармарошский кристаллический массив расположен в основном на территории Румынских Восточных Карпат и в пределы Украины заходит в виде двух небольших выступов древних метаморфических пород.

3070  
Специфическим структурным продолжением Мармарошского массива является зона Мармарошских утесов, которая клиновидной, сужающейся к северо-западу полосой протягивается до бассейна Боржавы. Эта зона вклинивается между зоной Пенинских утесов и Внешними Карпатами, образуя кулисообразное сочленение с Центрально-Карпатскими массивами Словакии и их погруженным продолжением на территории УССР.

На современном этапе изученности наиболее обоснованно выделение в пределах зоны Мармарошских утесов двух структурно-фациальных подзон. Юго-западную составляет полоса развития палеогенового пестроцветного, преимущественно тонкоритмичного флиша шопурской свиты и нормально налегающих на него драговских песчаников. Северо-восточная подзона образована меловыми отложениями и включенными в них утесами и палеогеном метовской свиты; юго-западную подзону, по С.Е.Смирнову [27], называют Внутренней или Монастырешкой, а северо-восточную - Внешней или Везанской.

Меловые отложения Мармарошского кристаллического массива и зоны Мармарошских утесов представлены отложениями с о й м у л ь с к о й с в и т ы, которая трансгрессивно с размытом залегает на различных более древних образованиях и повсеместно начинается



базальными конгломератами. Возраст наиболее низких горизонтов свиты принимается аптским. Венчается разрез свиты горизонтом темно-серых алевролитов сеномана. Мощность свиты в различных районах ее развития весьма различна (от первых десятков до сотен метров). Строение свиты двух- и трехчленное. В ее составе, кроме конгломератов, принимают участие гравелиты, песчаники, алевролиты и реже известняки. Для толщи характерно отсутствие ритмичности, градиационной слоистости и флишевых текстурных знаков. Турон и значительная часть сенона в зоне Мармарошских утесов представлены п у х о в с к о й с в и т о й. Это толща массивных красно-бурых мергелей с линзами зеленовато-серого цвета, мощностью порядка 150 м. Красные мергели сверху сменяются тонкоритмичным, вначале красно-бурым, а затем серым флишем я р м у т с к о й с в и т ы.

Палеогеновые (эоценовые) отложения развиты в северо-западной части Мармарошского массива (бассейн рек Шопурки и Косовской) и выделяются под названием в е л и к о б а н с к о й с в и т ы [28]. В ее разрезе четко различаются три горизонта, связанные между собой нормальными переходами.

1. Массивные косослоистые среднегалечные базальные конгломераты, обломочный материал которых представлен полуокатанными обломками жильного кварца и метаморфических пород. В толще наблюдаются прослой гравелитов и песчаников. Мощность горизонта 50-80 м.

2. Вверх по разрезу базальные отложения постепенно переходят в мергели. В толще мергелей наблюдаются прослой кристаллических известняков, песчаных и алевроитовых известняков и аргиллитов. Мощность горизонта до 180 м.

3. Мергели переходят в толщу черных аргиллитов и мергелей с прослоями известняков, которую большинство исследователей причисляет уже к олигоцену. Мощность этого верхнего горизонта превышает 150 м.

Во Внешней подзоне зоны Мармарошских утесов эоцен представлен терригенно-карбонатным нефлишевым комплексом м е т о в с к о й с в и т ы, в разрезе которого выделяются три горизонта.

1. Нижний горизонт представлен неритмичным переслаиванием гравелитов, песчаников и аргиллитов. Мощность его 100 м.

2. Выше залегает горизонт мергелей с прослоями аргиллитов и песчаников. Мощность горизонта 40-50 м.

3. Разрез свиты венчается темноцветным глинистым горизонтом, в составе которого отмечаются аргиллиты, мергели, известняки, песчаники.

В эоценовом комплексе Внутренней подзоны зоны Мармарошских утесов различают две толщи. Нижняя — шопурская свита — сложена тонкоритмичным флишем, отличающимся большим разнообразием слагающих его пород. В его составе принимают участие различные песчаники, мергели с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролиты, аргиллиты, карбонатные породы, кремнистые породы, известковые туфы. Мощность шопурской свиты до 1000 м. Верхняя толща — драговская свита — представлена в основном массивнослоистыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов и прослоями известняков и мергелей. Мощность этой толщи около 1000 м.

Через все Западные и небольшую часть Восточных Карпат протягивается своеобразная по структуре и происхождению очень узкая тектоническая зона, известная под названием зоны Пенинских утесов. Ширина этой зоны на территории Украины составляет от нескольких сотен метров до 5,0–5,5 км (бассейн р. Лужанки). Общий морфологический облик зоны определяют различной величины обособленные друг от друга глыбы известняков, заключенные без какой-либо закономерности в облекающей и подстилающей их массе мергельных и глинистых пород.

В зоне Пенинских утесов граница между титонем и неокомом проходит внутри толщи тонкослойных светло-серых и белых известняков, содержащих многочисленные кремнистые образования. Эта толща известна под названием свальявской свиты. Кроме известняков, здесь наблюдаются редкие прослои аргиллитов. Мощность свиты — первые сотни метров. Известняки свальявской свиты сменяются сверху черными, зелеными и пестроцветными мергелями и известковыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников, которые представляют тиссальскую свиту. Возраст свиты — альб-сеноман. Мощность ее — несколько десятков метров.

Палеогеновый комплекс в зоне Пенинских утесов начинается эоценовой толщей — вульховчикской свитой, породы которой обнажаются от бассейна р. Ужа до бассейна р. Тересвы. Начинается свита базальным горизонтом полимиктовых конгломератов, содержащих переотложенные обломки и глыбы нижележащих пород, с прослоями гравелитов и песчаников. Песчаники базального горизонта сменяются зеленовато-серыми среднеритмичными пакетами, сложенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также с пачками пестроцветных пород (мергели, известняки, известковые туфы). Мощность пачек превышает 100 м.

С юга к Пенинской зоне примыкает зона Подгаля — крупный структурно-фациальный элемент Западных Карпат, сложенный толщей палеогеновых отложений, известных под названием подгальского флиша. На территории Закарпатья образования подгальского флиша выделены в в у л ь ш а в с к у ю с в и т у [23]. Эти отложения обнажаются в районе г. Перечина и представлены ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками и гравелитами, аргиллитами и кремнистыми породами. Возраст вульшавской свиты — средний — верхний эоцен.

Магурская зона, исключительно широко развитая в пределах Западных Карпат, прослеживается в СССР в виде узкой полосы (до 6–7 км). На юго-западе на Магурскую зону надвинуты меловые образования зоны Пенинских утесов; на северо-востоке магурский флиш надвигается на Дуклянскую зону. В геологическом строении этой зоны принимает участие мощный комплекс палеогеновых отложений, который подразделяется на две части: нижнюю — б е л о в е ж с к и е с л о и (палеоцен — средний эоцен) и верхнюю — з л и н с к и е с л о и (средний — верхний эоцен). В составе беловежских слоев главная роль принадлежит серо-зеленым и красным аргиллитам и алевролитам с отдельными прослоями песчаников и известковых туфов. Мощность толщи 300–500 м. Злинские слои сложены преимущественно песчаниками, характеризующимися большим разнообразием видов, которые в некоторых местах переходят в гравелиты и мелкообломочные конгломераты. Пласты песчаников разделены пачками тонкоритмичного флиша, сложенного алевролитами, аргиллитами, алевритовыми известняками и кремнистыми породами. Мощность злинских слоев — 500–900 м.

## ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ

При петрографическом изучении флишевых отложений ставится цель выявить наиболее общие тенденции эволюции вещественного состава различных групп пород геосинклинального типа от начальной до заключительной стадии развития карпатской геосинклинали.

В истории карпатского флишевого бассейна различают четыре крупных этапа [29,30].

Первый – котинский – охватывает раннемеловое время. Это период сравнительно выравненных фаций с малым расчленением флишевого бассейна и малым развитием кордильер. Во всех структурно-фациальных зонах отлагались в общем близкие по своему литологическому составу толщи темного флиша.

Второй – антийский, или русичанский, – по времени соответствует позднему мелу и характеризуется резким различием фаций в различных зонах. Пестрота этого комплекса обусловлена разделением флишевого бассейна на фациальные зоны уже развившимися кордильерами, которые, к тому же будучи внутренними источниками сноса, играли очень большую роль во флишенакoppiении, поставляя обломочный материал.

Третий – карпийский – охватывает палеоцен–эоценовое время, когда происходило сильное расчленение бассейна в связи с широким развитием кордильер и мелких локальных поднятий. Особенность этого периода – мелкое дробление фаций, нередко даже в пределах одной структурно-фациальной зоны.

Четвертый – омбронский – этап приходится на олигоценовую эпоху. В это время наблюдается значительное выравнивание фаций. Роль кордильер уменьшается; многие из них опускаются ниже уровня моря. В пределах карпатской дуги образуются три основные литофации темного флиша: менилитовая, кросненская и дусинская.

Мощная толща двух- или трехкомпонентного флиша южного склона Карпат отличается большой пестротой петрографического состава. В ее строении принимают участие обломочные, карбонатные и кремнистые породы. Каждая из выделенных групп пород характеризуется разнообразием петрографических типов, обусловленных различным составом и соотношением терригенных и аутигенных компонентов, петрохимическими и геохимическими особенностями. Разнообразное сочетание выделенных групп пород во флишевых толщах фиксируется не только вкрест простирания, но и по простиранию разновозрастных флишевых осадков. Роль различных петрографических групп пород в восстановлении состава и обстановки в областях питания, а также их локализации, связанной с факторами палеотектоники, неодинакова. Кроме того, характер конечного продукта определяется как исходным составом, так и постседиментационной геологической историей этих отложений.

Обломочные породы наиболее информативны для познания источников терригенного материала, истории их эрозии и разрушения, степени их влияния на различных этапах развития геосинклинали, характера магматической деятельности и др. Успеху в изучении характера питающих провинций в значительной мере способствуют исследования палеотечений. Резкие изменения в петрографическом составе обломочных пород, сопровождаемые различиями в направлении палеотечений, свидетельствуют о различии в источнике обломочного материала. Причем среди всех обломочных компонентов обломки пород больше, чем другие типы зерен, содержат информации об областях размыва. Меньше сведений о характере источников питания получаем при изучении глинистых пород, поскольку формирование слагающей их ассоциации глинистых минералов обязано в значительной мере постседиментационным процессам. Благодаря своим физическим свойствам и обычной примеси тонкодисперсного органического вещества глинистые породы способны активно сорбировать химические элементы, присущие тем или иным породам областей питания.

Кремнистые породы содержат информацию о проявлениях вулканической деятельности и связанных с ней периодах кремненакопления.

Что же касается карбонатных пород, то они отражают в значительной мере постседиментационную геологическую историю изученных отложений.

Данные изучения вещественного состава пород флишевой формации могут служить одним из критериев для познания истории геологического развития региона в целом и его отдельных структурно-фа-

пиальных зон на протяжении мела и палеогена. На основе детального минералого-петрографического изучения пород площадь распространения флишевых отложений в пределах южного склона Карпат районирована нами на следующие три зоны: юго-восточную, центральную и северо-западную.

### Обломочные породы

Главной составляющей терригенного флиша Карпат являются обломочные породы, объединяющие конгломераты, гравелиты, различные песчаники и алевролиты. В интервале мел - палеоген происходили различные тектонические и вулканические процессы, существенно сказавшиеся на осадкообразовании, и в частности на формировании обломочных пород. Они дают информацию о составе пород и степени расчлененности рельефа питающих провинций, которыми были в основном Мармарошский массив и внутригеосинклинальные поднятия.

### Конгломераты

Породы развиты практически по всему разрезу, за исключением олигоцена, но преобладают лишь в отложениях мела и палеогена зоны Мармарошского массива и утесовых зон. Здесь они образуют базальные пачки мощностью 50-500 м в отложениях соймульской, великобанской, вульховчикской и метовской свит, а также прослой и линзы в толщах песчаников шопурской и драговской свит. Пласты и линзы конгломератов отмечаются также в раннемеловых отложениях Суховской и Раховской зон (белотисенская и раховская свиты), в поздне-меловых отложениях Черногорской и Дуклянской зон (черногорская и бачавская свиты), в палеогеновых отложениях Дуклянской зоны (лукская свита, ставнянские и ужокские слои). В нижнем мелу конгломераты связаны с отложениями раховской, белотисенской и соймульской свит.

Характерной особенностью конгломератов раховской свиты является в общем выдержанный состав слагающего их обломочного материала на площади развития этих отложений. Сортировка обломков в этих породах обычно несовершенная; степень окатанности - от угловатых до полукатаных.

В юго-восточном районе (бассейн Черемоша) конгломераты образуют базальный горизонт мощностью до 40 м в основании нижней части свиты, а также залегают в виде линзовидных прослоев. Средне- и мелкогалечные породы обычно обнаруживают фракционную слоистость,

которая выражается в постепенном переходе конгломератов в гравелиты и далее — в песчаники без наличия какой-либо поверхности раздела между ними. В бассейне Черного Черемоша конгломераты напоминают тектоническую брекчию, которая представляет собой глинистую массу с погруженными в нее обломками пород триаса и юры.

Петрографический состав галек конгломератов характеризуется преобладанием метаморфических пород (60% обломочной части), а также обязательным наличием осадочных пород (25%). В незначительных количествах обнаружена галька магматических пород и жильного кварца (15%) (рис. 2, а).

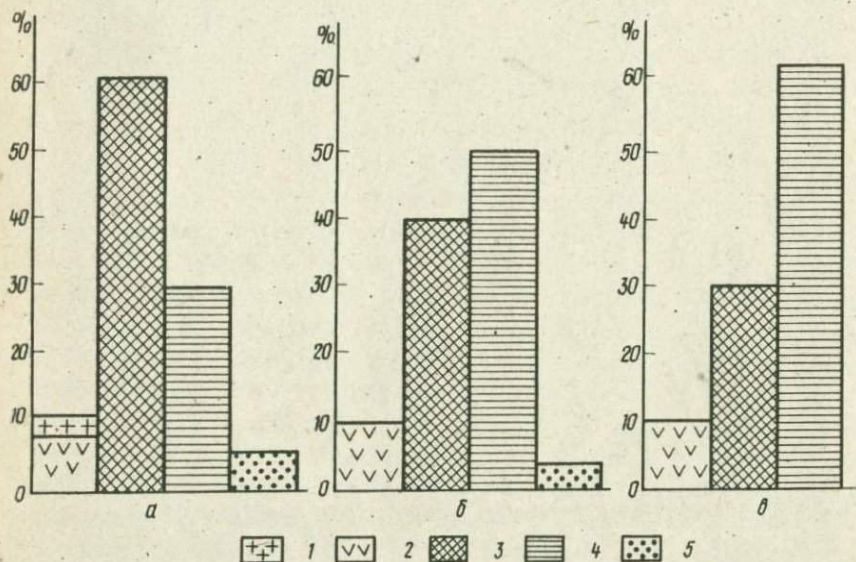


Рис. 2. Состав обломков в конгломератах раховской свиты: 1 — гранитоиды и пегматиты; 2 — эффузивные породы; 3 — метаморфические породы; 4 — осадочные породы; 5 — жильный кварц; районы: а — юго-восточный, б — центральный, в — северо-западный.

Среди обломков метаморфических пород основную роль играют различные кварциты: крупнозернистые, микрокварциты, слюдястые, иногда с повышенным содержанием циркона и сфена, полевошпатовые. Кроме того, встречаются обломки гранат-плагиоклазовых гнейсов, хлоритовых и слюдястых сланцев.

В составе конгломератов широко развиты обломки осадочных, главным образом карбонатных пород. Это различные известняки:

криптокристаллические с органогенной структурой, перекристаллизованные альбитизированные известняки и кальцитовые мраморы. В меньшем количестве встречается галька яшм и алевролитов. Магматические породы представлены главным образом обломками эффузивных пород — это хлоритизированные обломки основных пород и порфировые образования среднего и кислого составов. В конгломератах данного района в заметном количестве наблюдаются обломки микроклиновых пегматитов. В породах повсеместно наблюдаются обломки жильного кварца, нередко содержащего розетки и скопления радиально-лучистых образований хлорита. В тяжелой фракции постоянно встречаются гранат, сфен, турмалин, циркон, лейкоксен, гематит (железная слюда), рутил.

Заполнитель конгломератов — гравийно-песчаный или песчано-алевролитовый — состоит из обломков кварца, плагиоклаза, микроклина, хлорита, гидробиотита, мусковита.

Одна из характерных особенностей конгломератов — непостоянное содержание цемента (порового, контактового или базального), представленного чаще всего гидрослюдой и кальцитом.

Конгломераты раховской свиты центрального района отличаются большим разнообразием. Встречаются породы с большой сгруженностью обломков и низким содержанием цемента (ручьи Квасной, Риноватый) и породы так называемого пуддингового типа (р. Белая Тиса).

Петрографический состав галек полимиктовых конгломератов характеризуется примерно равным соотношением метаморфических (40% обломочной части) и осадочных (45%) пород (магматические породы обнаружены в небольшом количестве), а также обязательным наличием жильного кварца (15%) (рис. 2,б). В отличие от конгломератов, развитых в юго-восточном районе, здесь среди обломков магматических пород преобладают эффузивы кислого и среднего составов — гранит — порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, альбититы и др. В меньшем количестве встречаются обломки карбонатизированных и хлоритизированных спидитов, диабазов и диабазовых порфиритов, содержащих значительную примесь пылеватых выделений рудного минерала.

Среди обломков осадочных пород появляются в заметном количестве доломиты триасового возраста, а также яшмы и гидрослюдинокремнистые сланцы юры. Преобладающим минералом тяжелой фракции является циркон (частично окатанный), в небольшом количестве отмечены сфен и турмалин.

Особенностью конгломератов центрального района развития равнинской свиты является содержание в них золота (0,1 г/т), обнаруженного методом пробирного анализа.

В северо-западном районе (бассейн р. Рики) конгломераты образуют прослой и линзы в песчано-алевритовом флише и характеризуются большой сгруженностью обломков. Обломки различны как по величине (2 мм - 4 см), так и по степени окатанности - от остроугольных до окатанных. В этих конгломератах, по сравнению с описанными, увеличивается роль обломков осадочных пород, в частности пород триасового возраста (доломиты, яшмы, кварцевые конгломераты) (60% обломочной части). Галька эффузивных пород представлена измененными диабазами, спилитами, порфирами и гранофирами (10%) (рис. 2, в). Конгломераты характеризуются низким содержанием цемента пленочного типа, состоящего из гидрослюда и кальцита.

К группе грубообломочных пород в этом районе можно отнести еще своеобразные глинистые брекчии, основная масса которых представлена кристоллалическим агрегатом кальцита и глинистого вещества. В этой массе равномерно размещаются обломки кварцитов и "закатыши" аргиллитов. Содержание обломков достигает 20% состава породы.

Конгломераты белотисенской свиты отличаются большой сгруженностью обломков и низким содержанием цемента контактового типа, состоящего из гидрослюда и кальцита. Заполнителем служит также песчано-гравелитовый материал. Галька в конгломератах полукатана, реже окатана. Конгломераты различных районов имеют черту сходства по макропризнакам и отличаются по составу компонентов, слагающих их.

В конгломератах юго-восточного района (бассейн р. Черемоша) главной составной частью является галька магматических пород (55% обломочной части), среди которых преобладают обломки пегматоидных гранитов, пегматитов, аплитоидных гранитов (рис. 3, а). В меньшем количестве встречается галька эффузивных пород, отвечающих по составу кварцевым порфирам, гранодиорит-порфирам, фельзитам, диабазам, а также обломки основных лав с пузыристой текстурой. Примерно в равных соотношениях в породах отмечены обломки осадочных (20%) и метаморфических (25%) пород. Обломки метаморфических пород представлены различными кварцитами и биотит-плагиоклазовыми гнейсами с включениями крупных зерен граната, рутила, циркона, реже встречены кварцитовые сланцы и филлиты. Среди обломков оса-

дочных пород преобладают известняки, в меньшем количестве встречаются яшмы и филлитовидные аргиллиты.

Характерная особенность конгломератов – примесь крупных зерен аксессуарных минералов – граната, циркона, рутила, турмалина. В конгломератах бассейна р. Перкалаба методом пробирного анализа обнаружено золото.

В пределах центрального района (бассейн Тисы) в полосе развития пород белотисенской свиты прослеживается узкая синклиналь, выполненная разногалечными конгломератами, получившими название богданские (по названию ручья Богдан). В этих конгломератах галька полуокатана либо окатана. Размеры ее весьма различны (1–35 см).

В отличие от конгломератов юго-восточного района (рис. 3, б) в богданских конгломератах резко увеличивается содержание гальки метаморфических пород (50% обломочной части), представленных здесь главным образом различными гнейсами (гранат-биотитовыми, биотитовыми с большим содержанием сфена, очковыми хлорит-мусковитовыми и др.). Заметная роль принадлежит также обломкам кварцитов. Среди обломков магматических пород преобладают гранитоиды – порфиroidные двускладные, биотитовые и аптитоидные граниты, плагиоглиты. В меньшем количестве отмечены обломки измененных основных

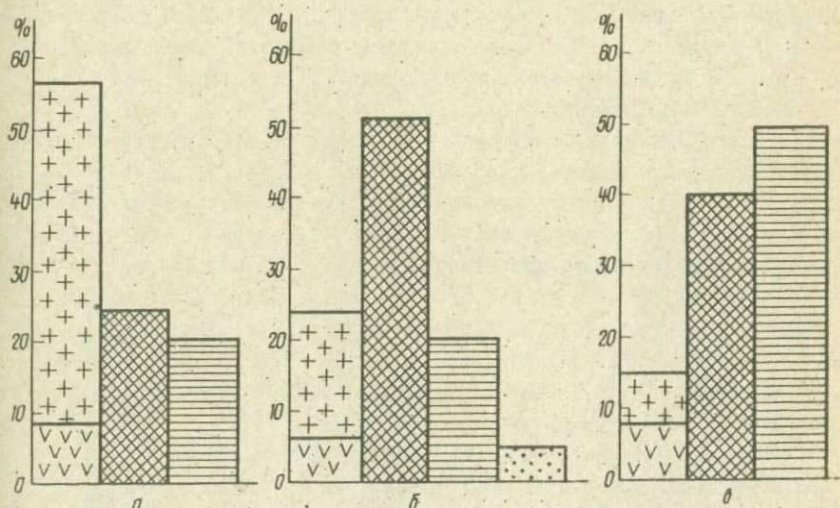


Рис. 3. Состав обломков в конгломератах белотисенской свиты. Условные обозначения на рис. 3–13 те же, что на рис. 2.

эффузивных пород [257]. В конгломератах обнаружена галька жильного кварца (5%). Галька осадочных пород представлена юрскими известняками, доломитами триаса, полимиктовыми песчаниками и кремнистыми аргиллитами, реже - туфами (20%). Тяжелая фракция характеризуется высоким содержанием граната. Постоянно встречаются апатит и турмалин.

В северо-западной зоне развития белотисенской свиты конгломераты, называемые броньковскими, образуют выклинивающуюся мощную линзу (около 100 м) и затем переходят в разнозернистые песчаники и далее - в ритмичный песчаный флиш.

В этих внутриформационных грубообломочных породах (рис. 3, в) отмечается уменьшение количества обломков магматических пород, представленных равным соотношением пегматоидных гранитов пегматитов и эффузивных образований среднего и кислого составов (15%), и увеличивается содержание гальки осадочных пород. Конгломераты характеризуются примерно равным соотношением гальки метаморфических (40%) и осадочных (45%) пород, которые имеют тот же петрографический состав, что и в конгломератах из описанных районов. Соотношение аксессуарных минералов в броньковских конгломератах выражается в виде неравенства гранат > циркон > турмалин > апатит.

Конгломератам принадлежит ведущая роль в разрезе мела зоны Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов (соймульская свита). Характерной чертой конгломератов соймульской свиты является то, что обломочный материал в них представлен главным образом галькой метаморфических пород.

В зоне Чивчинского массива эти породы часто образуют пласты, хорошо выдержанные по простиранию, но в большинстве случаев они слагают основания мощных пластов гравелитовых песчаников. Конгломераты сложены полуугловатыми обломками кварцитов и угловатыми - слюдястыми или слюдясто-хлоритовых сланцев (95% обломочной части); в значительно меньшем количестве отмечаются обломки плагиоаплитов, порфиридов, пегматитов и эффузивов основного состава (5%) - (рис. 4, а). Размер обломков 5-80 мм. Заполнитель конгломератов - гравийно-песчаный и песчаный материал, представленный в основном кварцем с примесью хлорита.

В зоне Раховского массива в конгломератах наблюдается заметная примесь обломков осадочных пород (яшм) и жильного кварца (рис. 4, б).

В северо-западном районе развития соймульской свиты (бассейны рек Угольки, Боржавы, Рики) конгломераты также довольно широко развиты. Мощность их в некоторых местах на р. Уголке достигает 500 м. Здесь в породах резко увеличивается содержание обломков осадочных пород и появляется в заметном количестве галька магматических пород (рис. 4, в). В бассейне р. Боржавы (ручей Калов) крупногалечные конгломераты сложены в основном полуокатанной галькой различных кварцитов, слюдистых и слюдясто-кварцитовых сланцев, а также полуугловатыми обломками известняков, филлитовидных аргиллитов и алевролитов. Цементирующей массой служит зернистый кальцит.

Наиболее представительные разрезы конгломератов отмечены в бассейне р. Угольки. В.Г.Чернов [31] подразделяет эту конгломератовую толщу на три пачки: нижнюю (валунно-крупногалечную), среднюю (мелкогалечную) и верхнюю (мелкогалечно-гравелитовую).

В составе обломочной части преобладает галька различных кварцитов, сланцев, а также обломки мраморовидных известняков, яшм,

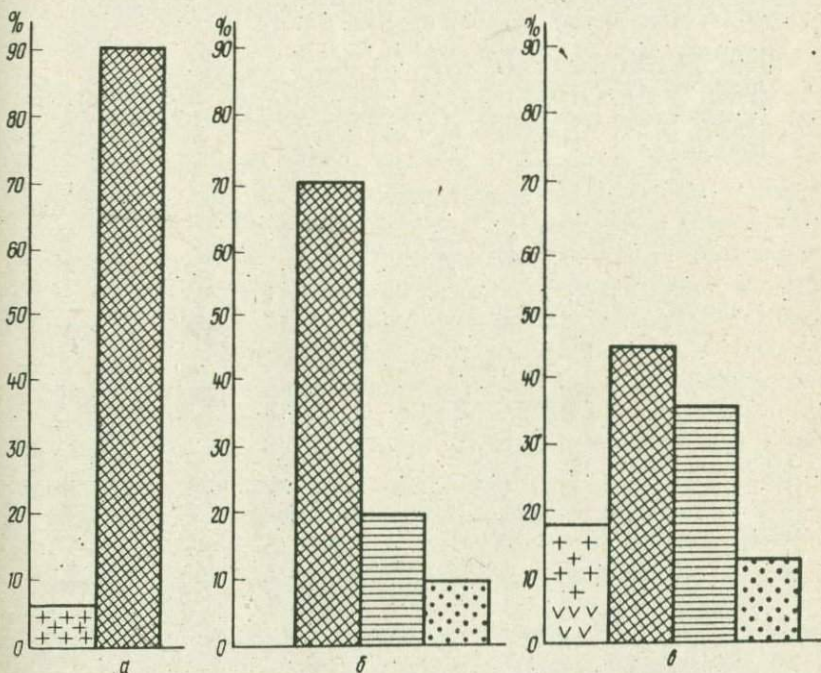


Рис. 4. Состав обломков в конгломератах соймульской свиты.

аргиллитов и песчаников. В небольшом количестве отмечена галька эффузивных пород, гранитоидов и жильного кварца. В мелкогалечных конгломератах В.Г.Черновым были встречены единичные обломки гранатовых сланцев. Цементирующим материалом в этих конгломератах служит зернистый кальцит, иногда с незначительной примесью буроватой гидрослюда.

В пределах Черногорской зоны грубообломочные породы связаны с отложениями черногорской свиты. В бассейне Черной Тисы (центральный район развития свиты) конгломераты образуют прослой мощностью свыше 1 м среди массивных песчаников. Они сложены угловатыми обломками пород, размеры которых составляют 2-6 мм и более; незначительное количество цементирующей массы, представленной гидрослюдой, образует цемент выполнения пор.

Галька конгломератов (рис. 5,б) представлена примерно равным соотношением метаморфических (40%) и магматических (40%) пород. Основную массу обломков метаморфических пород составляют различные кварциты, в меньшем количестве встречаются очковые гнейсы, слюдястые сланцы, филлиты. Магматические породы в обломках представлены пегматоидными плагиогранитами и пегматитами. Отмечено много гальки жильного кварца (15%). Немного меньше обнаружено обломков кремнистых аргиллитов и обугленного растительного детрита (5%).

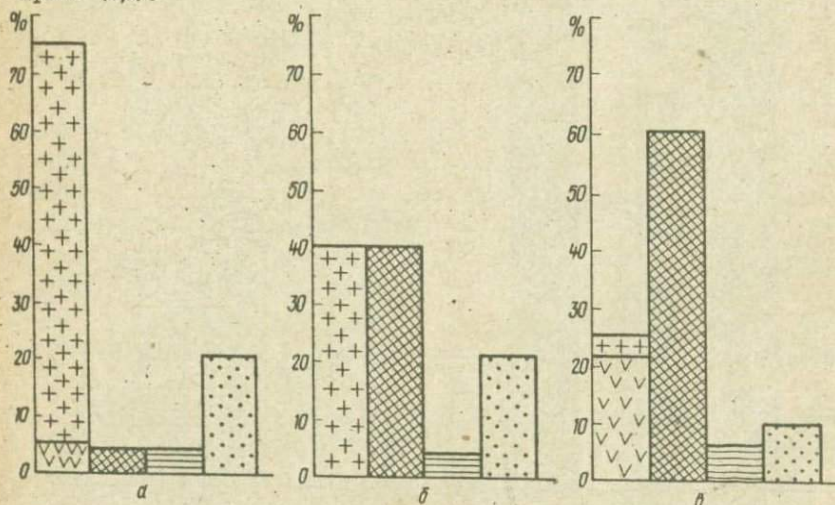


Рис. 5. Состав обломков в грубообломочных породах черногорской свиты.

В северо-западном районе развития черногорской свиты (бассейн р. Лужанки) конгломераты наиболее широко развиты. Крупные выходы мелко- и среднегалечных конгломератов известны в среднем течении р. Лужанки. Породы сложены окатанными и полуокатанными обломками размером 2-10 мм и более и связаны постепенными переходами с гравелитами. Цемент контактового либо порового типа составляет ничтожное количество и представлен гидрослудой. В конгломератах этого района (рис. 5, в) несколько увеличивается содержание гальки метаморфических пород (до 60%), представленных двуслудяными гнейсами с крупными кристаллами граната и турмалина, разнообразными кварцитами. Значительную часть обломков составляют магматические породы (25%), среди которых преобладают эффузивы: фельзиты, фельзитовые альбитофиры, липаритовые и гранодиоритовые порфиры, базальты, мандельштейновые базальты, спилиты, лавы. В меньшем количестве отмечены обломки пегматоидных плагиогранитов, намного больше обломков жильного кварца (10%). Единичные обломки осадочных пород представлены кремнистыми и глинисто-кремнистыми образованиями. Тяжелая фракция характеризуется высоким содержанием граната и циркона.

В это же время (турон - дат) в южных складках Дуклянской зоны отлагались грубообломочные породы бачавской свиты. Здесь конгломераты образуют пачки мощностью 10-30 м, которые залегают в основании песчаных прослоев. Величина угловатых и полугловатых обломков пород 5-30 мм. Заполнителем служит разнозернистый песчано-гравелитовый материал и гидрослудистый цемент контактового типа. Основная роль в конгломератах принадлежит обломкам метаморфических пород (рис. 6): различным кварцитам, биотит-плагиоклазовым гнейсам с апатитом, реже - хлоритам, мусковитовым сланцам (55%). В заметном количестве обнаружены обломки магматических пород, представленные пегматоидными плагиогранитами (30%). Повсеместно отмечена галька жильного кварца (10%). Спорадически встречаются обломки осадочных пород (известняков). В тяжелой фракции резко преобладает гранат. Соотношение акцессорных минералов в конгломератах такое: гранат > турмалин > рутил > апатит.

В отложениях палеоцена конгломераты развиты ограниченно. Они образуют пласты среди мощной толщи лужских песчаников в бассейне р. Турипы. Породы главным образом средне- и мелкогалечные. Обломочная часть конгломератов сложена угловатыми и полугловатыми обломками пород размером 1,5-4,0 см. Характерная особенность кон-

гломератов состоит в том, что они сложены почти целиком обломками метаморфических пород (95% обломочной части); 4% составляют обломки жильного кварца и 1% яшмы (рис. 7). Обломки метаморфических пород представлены кварцитами, мусковито-кварцевыми сланцами, серицитовыми сланцами, слюдистыми микрогнейсами с апатитом.

Заполняющее вещество конгломератов - средне- и крупнозернистый песчаник, в составе которого отмечены кварц, плагиоклаз, мусковит и гидробиотит. В состав кластогенной части конгломератов входят и акцессорные минералы, представленные в виде ряда гранат > апатит > турмалин. Цемент конгломератов - это кальцит и бурый фосфатный минерал.

В золене конгломераты известны главным образом в отложениях Мармарошского массива и обеих утесовых зон, где они образуют ба-

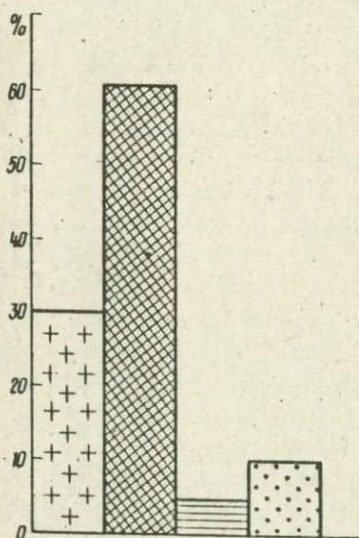


Рис. 6. Состав обломков в конгломератах Бачавской свиты.

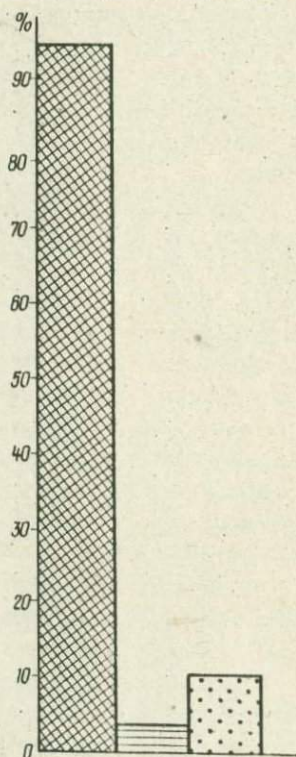


Рис. 7. Состав обломков в конгломератах Лжтской свиты.

зальные пачки мощностью до 50 м (великобанская, метовская, вульховичская свиты), а также прослои и линзы в толщах песчаников шопурской и драговской свит. В Дуклянской зоне конгломераты обнаружены в составе ставнянских и ужокских слоев. В Магурской зоне конгломераты распространены незначительно. Здесь они образуют прослои среди песчаников злинской свиты.

Конгломераты различных структурно-фациальных зон отличаются по составу обломочного материала, степени окатанности обломков, текстурным и другим признакам.

В Дуклянской зоне состав конгломератов различен в пределах отдельных горизонтов (слоев). Среди ужокских конгломератов выделяют два типа.

Первый тип – равномернозернистые конгломераты с кальцитовым цементом контактового типа. Обломочную часть конгломератов составляют угловатые обломки магматических (70%) и метаморфических (20%)

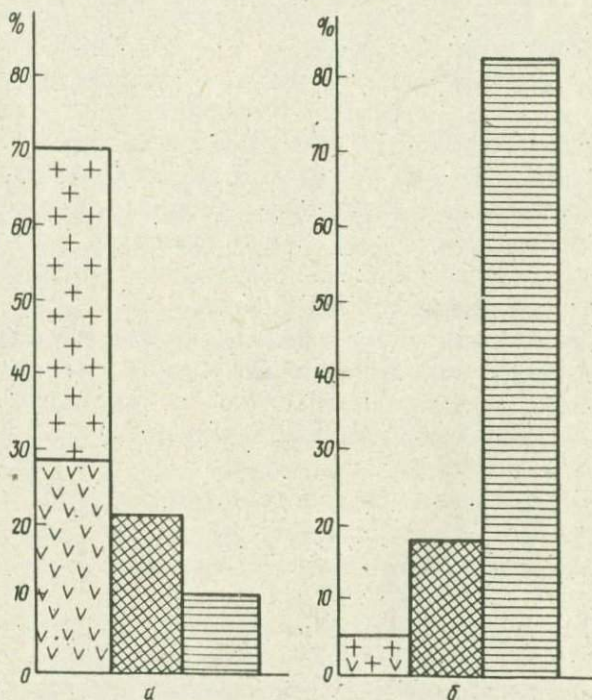


Рис. 8. Состав обломков в конгломератах ужокских слоев.

пород (рис. 8, а). Обломки интрузивных пород представлены различными гранитоидами (окварцованные биотитовые граниты, плагиограниты и др.) и пегматитами. Среди обломков эффузивных пород наблюдаются спилиты, дациты, дацитовые порфириты, реже — фельзиты и измененные (хлоритизированные и карбонатизированные) породы основного состава. Обломки метаморфических пород — это кварциты, слюдястые кварциты, слюдястые сланцы. Среди обломков осадочных пород обнаружены известняки и мраморы. В состав обломочной части входят и акцессорные минералы, представленные цирконом и гранатом.

Второй тип — конгломераты с кремнистым цементом, 85% обломочной части которых составляют полуокатанные обломки осадочных пород, представленные главным образом шипотскими песчаниками и алевролитами. 10% составляют обломки метаморфических пород (кварциты) и 5% — обломки эффузивных пород и пегматитов (рис. 8, б). Значительную часть (25–30%) составляет цементирующая масса гидрослюдисто-кремнистого состава. Цемент пойкилитового, реже — контактового типа корродирует обломки пород.

Среди ставнянских конгломератов также выделяют два типа.

Первый тип — конгломераты с кремнистым цементом и большим содержанием обломков обугленного растительного детрита с сохранившейся структурой древесины. Равное соотношение полуокатанных обломков осадочных (алевролиты, песчаники, аргиллиты) и метаморфических (кварциты, слюдясто-кварцитовые сланцы) пород составляют обломочную часть конгломератов (рис. 9, а). Акцессорные минералы представлены крупными кристаллами граната и сфена.

Второй тип — конгломераты с кальцитовым цементом пойкилитового типа и следующим соотношением обломков пород: метаморфические породы (кварциты, слюдястые сланцы с высоким содержанием сфена) — 70%, магматические породы (гранитоиды, пегматиты) — 10, жильный кварц — 10, осадочные породы (известняки) — 5% (рис. 9, б). Кроме того, в составе обломочной части наблюдаются гиперстен, слюды. Характерной особенностью этих конгломератов является высокое содержание акцессорных минералов — гранат (3%), сфен (2% состава обломочной части).

В пределах Магурской зоны редкие прослои конгломератов наблюдаются среди злинских песчаников. Конгломераты образуют самостоятельные прослои, а кроме того, конгломератовый материал обогащает подошвенные и средние части песчаных прослоев. Обломочная часть полимиктовых конгломератов состоит из самых разнообразных пород:

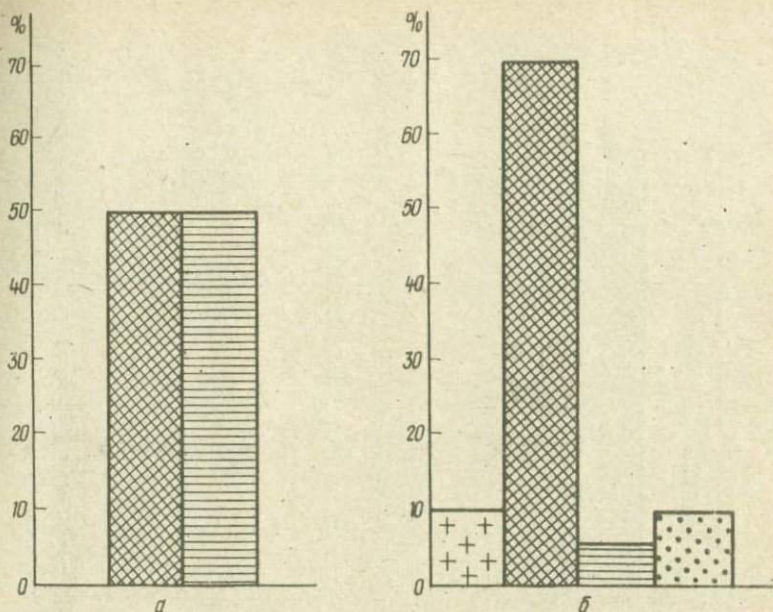


Рис. 9. Состав обломков в конгломератах ставнянских слоев.

60% составляют метаморфические породы (кварциты, полевошпатовые кварциты, лейкократовые микрогнейсы, биотитовые гнейсы), 30% — интрузивные породы (плагииграниты, пегматоидные граниты, пегматиты), 10% — осадочные породы (кремнистые породы, органогенные известняки, кварцитовидные триасовые песчаники). Отмечены единичные угловатые обломки эффузивов основного состава (рис. 10). Заполняющее вещество конгломератов представлено разнозернистым песчаником. Цемент кальцитовый.

На территории Мармарошского массива эоценовые конгломераты образуют базальный горизонт великобанской свиты. В составе конгломератов принимают участие угловатые и полуугловатые обломки метаморфических пород (кварциты, слюдясто-кварцитовые сланцы, лейкократовые, серицит-гранатовые очковые гнейсы) — 70% и жильного кварца — 20%. 10% составляют обломки фосфатных пород (рис. 11). Цемент контактового типа представлен бурой гидрослюдай.

В пределах зоны Мармарошских утесов конгломераты в незначительном количестве встречаются в виде прослоев и линз среди массивных песчаников метовской, шопурской и драговской свит.

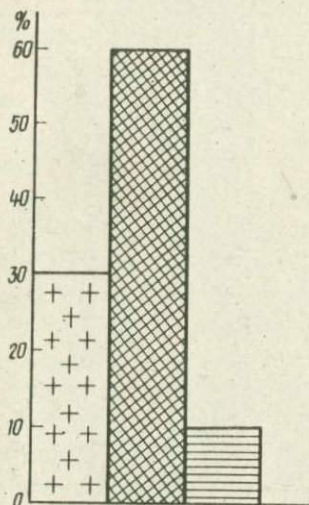


Рис. 10. Состав обломков в конгломератах злинской свиты.

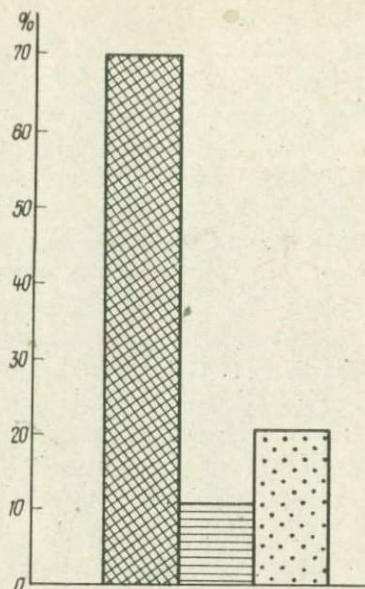


Рис. 11. Состав обломков в конгломератах великобановской свиты.

Среднегалечные конгломераты метовской свиты характеризуются однородным составом обломков. Это главным образом полуокатанные обломки мусковитовых и хлоритовых гнейсов со сфеном и гранатом, реже — кварцитов (рис. 12, а). Зернистый кальцит образует пойкилитовый тип цементации. Мелкогалечные конгломераты шопурской свиты сложены угловатыми и полуугловатыми обломками самых разнообразных пород, среди которых 60% составляют метаморфические породы (сланцистые и гранатные кварциты, микрокварциты, кварцитовые сланцы, мусковит-гранатные и лейкократовые гнейсы и др.), 30% — осадочные породы (алевролиты, известняки, кремнистые породы), 10% — магматические породы (пегматоидные и аплитовидные плагиограниты) (рис. 12, б). В составе обломочной части отмечены следующие акцессорные минералы: гранат > рутил > сфен > турмалин > циркон > апатит. Заполняющее вещество конгломератов — разнозернистый, существенно кварцевый песчаник. Зернистый кальцит служит цементирующим материалом. Тип цементации поровый, в некоторых местах коррозионный. У границ с кластическими зёрнами и обломками пород кальцит преобразуется в поперечно-волокнистые агрегаты.

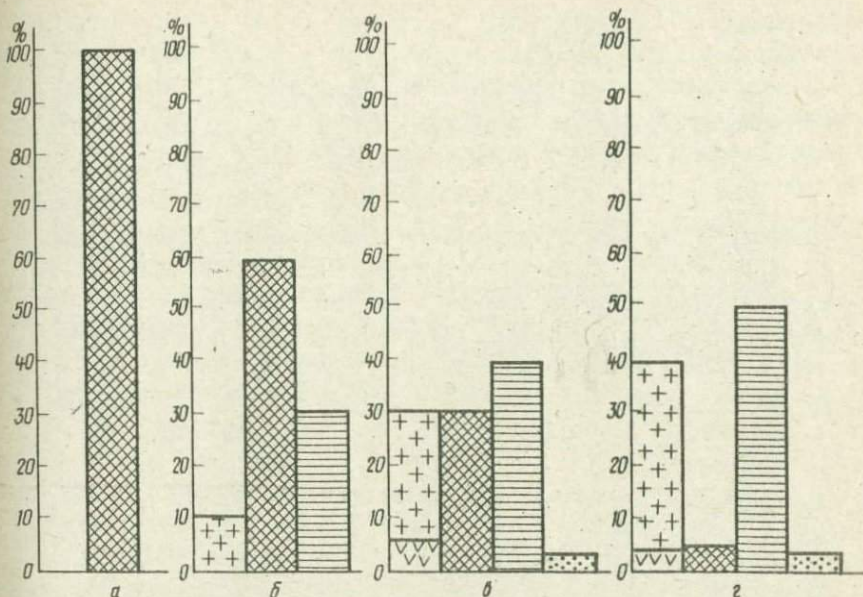


Рис. 12. Состав обломков конгломератов метовской (а), шопурской (б), драговской (в), вульховчикской (г) свит.

Обломочная часть мелкогалечных конгломератов драговской свиты сложена полуокатанными обломками осадочных пород (известняки, яшмы, кварцитовидные песчаники) — 40%, метаморфических пород (кварциты, гнейсы) — 30%, магматических пород (аплиты, плагиограниты, реже — спилиты и фельзиты) — 30%. Наблюдаются также единичные обломки жильного кварца (рис. 12, в). Аксессуары минералы представлены следующим рядом: рутил > сфен > циркон > турмалин. Заполняющая масса конгломератов представляет собой мелкозернистый полевошатовый песчаник. Цемент кальцитовый, контактового и коррозионного типов.

В пределах зоны Пеннинских утесов конгломераты являются базальными отложениями в составе вульховчикской свиты. Породы отличаются наличием хорошо окатанного обломочного материала, представленного осадочными (50%), магматическими (40%), метаморфическими (5%) породами и жильным кварцем (5%) (рис. 12, г). Среди осадочных пород резко преобладают разнообразные известняки и кремнистые породы юрского и триасового возрастов, кварцитовидные триасо-

вые песчаники. Из магматических пород чаще встречаются гранитоиды (плагิโอграниты, пегматоидные граниты, порфиroidные граниты, аплиты), эффузивные породы представлены кварцевыми порфирами, спилитами, диабазами, реже — фельзитами. Обломки заключены в прочно сцементированную кальцитом песчано-гравийную массу.

### Гравелиты

Гравелиты парагенетически обычно ассоциируют с конгломератами, но также нередко образуют самостоятельные прослои и линзы. В отличие от конгломератов обломки в них характеризуются меньшей степенью окатанности. Гравелиты обладают в основном тем же вещественным составом обломочной части, что и конгломераты, с которыми они обычно связаны постепенными переходами. Однако в них обнаружены отличия как по составу обломков, так и в отношении текстурных признаков.

В отложениях раховской свиты гравелиты чаще всего связаны переходами с конгломератами. Однако в отдельных участках (бассейн р. Белой Тисы) образуют прослои среди песчаников и алевролитов, а также иногда граничат с глинистыми породами. В гравелитах этого района наблюдается многократное фракционное распределение зернистости. В составе терригенной части главное место принадлежит обломкам пород, а также кварцу из метаморфических пород и жильному кварцу и очень характерному для пород раховской свиты кислому плагиоклазу с S-образным расположением различных включений из так называемых тектонитов. Плагиоклаз часто подвергается регенерации. Кроме того, в гравелитах в меньшем количестве отмечены слюды и хлорит. В породах, развитых на левобережье р. Тисы в районе г. Рахова, наблюдается повышенное содержание слюды и калишпата. Из аксессуарных минералов наиболее распространен циркон, который, в отличие от всех других минералов, характеризуется хорошей окатанностью. Отмечаются также гранат, ильменит, сфен. Среди аутигенных минералов широко распространен пирит. Он образует крупные выделения, нередко включающие зерна кварца и альбита, захваченные, вероятно, при кристаллизации. Цементирующим материалом гравелитов является кальцит, количество которого нередко достигает 40% состава породы. Тип цементации базальный. В составе флишевой толщи пород белотиссенской свиты гравелиты также обычно связаны постепенными переходами с конгломератами. В отличие от конгломератов в гравелитах содержание обломков магматических пород меньше, а в некоторых местах (центральный район) появляются туфы. В породах

постоянно встречаются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат (микроклин-пертит и каолинизированный микроклин). В гравелитах, развитых в бассейне р. Белой Тисы, появляется разновидность плагиоклаза с включениями граната и апатита.

В бассейне р. Пробийной гравелиты отличаются высоким содержанием обломков обугленного растительного детрита размером 2-4 см, равномерно рассеянных в породе. Кроме того, в них обнаружены крупные обломки черных аргиллитов, размеры которых превышают размеры всех прочих кластогенных компонентов породы. Соотношение основных устойчивых аксессуарных минералов в породах таково: гранат > циркон > турмалин > апатит > рутил. Цемент в гравелитах кальцитовый; тип цементации контактовый. Среди цементирующей массы отмечены микроконкреции пирита.

Гравелиты в составе шипотской свиты распространены ограничено и являются самыми грубозернистыми образованиями в нижнемеловом разрезе Черногорской зоны.

В юго-восточном районе развития шипотской свиты в обнажениях по р. Яловичорé гравелиты обычно выступают бугристо в подошве прослоев песчаника. Характерная черта этих пород - высокая степень окатанности слагающего их обломочного материала. Главной составной частью гравелитов являются обломки метаморфических пород (кварциты, гнейсы - 40% обломочной части породы) и жильного кварца (20%) (рис. 13, а). В заметном количестве (35%) встречаются обломки осадочных пород (яшмы, альбитизированные, кремнеземные и другие известняки). В меньшем количестве наблюдаются обломки пегматитов и пег-

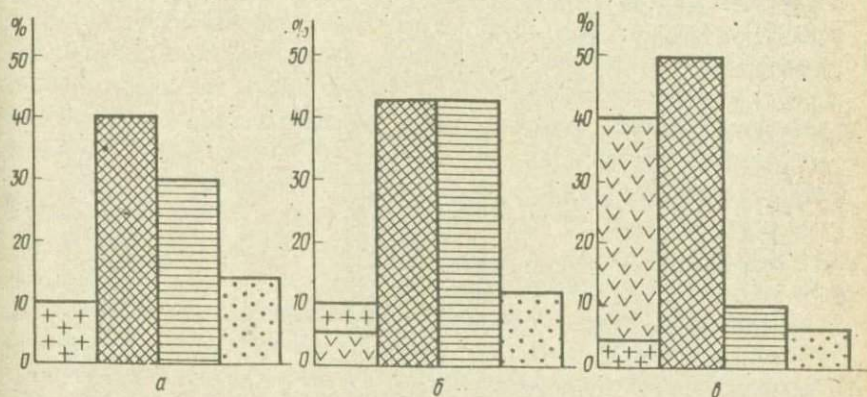


Рис. 13. Состав обломков в гравелитах шипотской свиты.

матоидных гранитов. Из аксессуарных минералов в гравелитах отмечается окатанный циркон и турмалин. В гравелитах, как и других обломочных породах шипотской свиты, наблюдается две разновидности глауконита: темно-зеленый сгустковой формы и бурый неправильной формы, представляющий более позднюю генерацию. Цементирующим материалом является опал, нередко бухтообразно внедряющийся по периферии обломочных зерен. В цементе развиваются вторичный карбонат и микроконкреции пирита.

Гравелиты в центральном районе развития шипотской свиты развиты ограниченно и отмечены в виде прослоев мощностью 25–40 см, залегающих в средней части пластов песчаников в среднеритмичном флише в бассейне Черной Тисы. Это плотные разномерные породы серого или голубовато-серого цвета. Обломочный материал гравелитов представлен примерно равным соотношением обломков метаморфических и осадочных пород того же петрографического состава, что и в описанных (рис. 13,б). Среди магматических образований появляются обломки эффузивных пород. Величина полуокатанных, иногда окатанных обломков составляет 2–7 мм. Кроме обломков пород в гравелитах встречаются зерна плагиоклаза, мусковит, хлорит. Соотношение главных устойчивых минералов: турмалин > циркон > гранат > апатит. Цемент контактового типа представлен главным образом гидрослюдой с примесью кальцита.

В северо-западном районе (бассейн р. Ужа) гравелиты связаны постепенными переходами с песчаниками. Терригенный компонент в породах представлен главным образом обломками метаморфических и магматических пород (рис. 13,в). Среди магматических пород преобладают эффузивные образования (фельзитовые порфиры, измененные лавы и др.), отмечаются также обломки пегматитов. В меньшем количестве обнаружены обломки осадочных пород (кремнистые породы, известняки, алевролиты). Заполняющим материалом в гравелитах служит псаммито-алевритовый материал. Цемент в породах – кальцитовый.

Таким образом, в гравелитах этого района наблюдается уменьшение роли осадочных пород и резкое увеличение роли эффузивных образований в составе терригенного компонента.

Гравелиты соймульской свиты повсеместно связаны постепенными переходами с конгломератами и также играют значительную роль в разрезе мела зоны Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов.

В зоне Чивчинского массива свежие разности гравелитов характеризуются зеленовато-серым цветом. Сложены они полуокатанными об-

ломками различных кварцитов и слюдястых сланцев. Отличительный признак этих пород — наличие в их составе заметного количества обломков черных графито-кварцевых сланцев и пегматитов.

В зоне Раховского массива гравелиты представлены плотными, в некоторых местах давленными породами серого цвета, сложенными в основном обломками различных кварцитов и слюдястых сланцев. В небольшом количестве отмечаются обломки кремнистых пород и жильного кварца.

В северо-западном районе развития соймульской свиты гравелиты распространены меньше. Это зеленовато-серые плотные породы, в составе обломочной части которых резко возрастает содержание обломков осадочных пород (мраморовидные известняки, яшмы, алевролиты). Особую разновидность представляют собой гравелиты района г. Большой Кременец, сложенные окатанными обломками белого и розового кварца с примесью калиевого полевого шпата.

Цементирующий материал гравелитов соймульской свиты представлен гидрослюдой, хлоритом и кальцитом. Гидрослюдисто-хлоритовая масса иногда корродирует кварц и полевые шпаты. Кальцит отмечен в небольшом количестве в смеси с гидрослюдой и хлоритом либо выступает в качестве самостоятельного цементирующего материала. Кроме того, иногда цемент представлен скоплениями ромбоэдрических зерен железистого карбоната. Тип цементации в породах контактовый, реже поровый. Наряду с обломками пород в составе гравелитов обнаружены кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, хлорит. Тяжелая фракция представлена гранатом, рутилом, цирконом, апатитом, турмалином, лейкоксеном, рудными минералами.

В составе черногорской свиты гравелиты образуют прослой мощностью 30–60 см, которые приурочены к местам перехода нижнечерногорской подосвиты в верхнечерногорскую (юго-восточный район). Породы плотные, равномернозернистые с более крупными включениями обломков свежих и выветрелых полевых шпатов. Основная терригенная часть пород представлена угловатыми обломками магматических пород (75% обломочной части) и жильного кварца (20%) — (см. рис. 5, а). Среди магматических пород преобладают обломки плагиогранитов и пегматоидных гранитов, в меньшем количестве встречены эффузивы среднего состава. Для жильного кварца характерны включения розеток рипидолита. Незначительная роль в породах принадлежит обломкам кремнистых пород, известняков и кварцитов. Наряду с обломками в гравелитах обнаружены кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит, глауконит.

Соотношение главных акцессорных минералов в гравелитах следующее: гранат > циркон > апатит > турмалин. Заполнителем в гравелитах является разнозернистый псаммитовый материал. Цемент контактового типа представлен гидрослюдай.

Гравелиты центрального района развития черногорской свиты в целом характеризуются тем же петрографическим составом, что и описанные. Отличительная их особенность – увеличение содержания обломков пегматитов и в меньшей мере – содержания обломков метаморфических пород (гнейсов, слюдястых сланцев, кварцитов). Кроме того, в этих гравелитах наблюдается примесь обломков черных аргиллитов, во много раз превышающих по размеру обломки, слагающие основную массу гравелитов.

В отложениях палеоцена гравелиты приурочены только к отложениям лютской свиты. Они образуют маломощные прослои и линзы в песчаниках (р. Лыта), залегают в основании песчаных прослоев либо связаны постепенными переходами с песчаниками и конгломератами (бассейн р. Турицы). Гравелиты отличаются выдержанным составом на всей площади их распространения. Породы сложены полуугловатыми обломками размером 3–10 мм. В кластогенной части гравелитов преобладают обломки метаморфических пород (80% общего количества обломков) – кварциты, двуслюдяные гнейсы, мусковитовые сланцы, филлиты; 20% составляют обломки гранитоидов: плагиогранитов и порфиroidных гранитов.

В единичных случаях в породах встречаются обломки яшм. Среди акцессорных минералов резко преобладают угловатые, часто раздробленные и замещенные хлоритом и кальцитом зерна граната. В меньшем количестве отмечены зерна лейкоксенизированного сфена и светлого зонального турмалина. Цементирующим материалом гравелитов является бурая гидрослюда, тип цементации – поровый.

Во флишевых толщах эоцена гравелиты наблюдаются главным образом в тех же свитах, что и конгломераты. Они связаны постепенными переходами с песчаниками и конгломератами, а также образуют мощные прослои и линзы в песчаниках. Гравелиты из ставнянских слоев (Дуклянская зона) отличаются выдержанным составом на всей площади их распространения. Эти разнозернистые породы в отличие от конгломератов сложены исключительно полускатанными обломками метаморфических пород (кварциты, гнейсы, альбититы). Кроме того, в состав обломочной части входят кварц, плагиоклаз, слюды. Характерная особенность гравелитов – высокое содержание акцессорных минералов,

представленных следующим рядом: гранат > сфен > турмалин. Цемент кальцитовый, вторичный. В отдельных случаях сохраняется первичный гидрослюдасто-кремнистый цемент. В породах отмечен глауконит.

В сольских слоях гравелиты образуют редкие прослои, связанные с подошвенной частью песчаных пачек. Обломочная часть гравелитов сложена обломками магматических пород (плагмограниты, аплиты, пегматиты) — 50%, метаморфических пород (кварциты, гнейсы, слюдяные сланцы) — 40%, осадочных пород (известняки, кремнистые породы) — 10%. Кроме того в породах встречаются зерна калиевого полевого шпата. Обломки в гравелитах полуокатаны, размер их составляет 4–40 мм. Цемент контактового, в некоторых местах коррозионного типа представлен кальцитом. В гравелитах этого же возраста, развитых в бассейне р. Латорицы, наблюдается увеличение содержания обломков метаморфических и осадочных пород и резкое уменьшение обломков магматических пород. Здесь же в значительном количестве наблюдаются обломки обугленного растительного детрита, с которым связано образование пирита. В Магурской зоне (злинская свита) гравелиты встречаются в подошвенной части мощных песчаных прослоев. Это неравномернозернистые породы, сложенные равным соотношением угловатых обломков метаморфических (кварциты, гнейсы, слюдяные сланцы) и магматических (пегматоидные граниты, пегматиты, кварцевые порфиры, измененные диабазы) пород. В единичных случаях обнаружены обломки осадочных пород (известняки, кремнистые породы). Кроме того, в породах встречаются кварц, плагиоклаз, слюды. Акцессорные минералы представлены сфеном, гранатом, цирконом, турмалином. Цемент кальцитовый, контактово-порового типа. Пустоты в гравелитах выполнены радиально-лучистыми и веерообразными новообразованиями халцедона.

Гравелиты великобанской свиты характеризуются тем же составом, что и конгломераты. Однако иногда в них наблюдается более разнообразный состав обломков. В гравелитах присутствуют обломки различных гнейсов, кварцитов, среди которых преобладают рудные разности, появляются осадочные породы (различные известняки). Обломочная часть включает также кварц и микроклин, в заметном количестве отмечаются крупные зерна граната (3–6 мм), в небольшом количестве — турмалин и апатит.

Характерная особенность гравелитов метовской свиты (что отличает их от конгломератов) — появление фосфатного цемента, представленного буроватыми изотропными агрегатами, иногда обнаруживаемыми

слабую поляризацию (подолит?). Фосфатный цемент - первичное, зернистый кальцит в цементе - вторичное образование.

Гравелиты шопурской, драговской и вульховчикской свит с конгломератами из соответствующих свит очень сходны по составу клас- тического материала и цементирующей массы. В гравелитах обычно появляется глауконит, который входит в состав цемента.

Гравелиты в составе вульшавской свиты (зона Подгаля) входят в состав среднеритмичного флиша, где ритмично чередуются с песчани- стыми и кремнистыми аргиллитами. Породы сложены главным образом полуокатанными обломками осадочных пород (карбонатные и кремнистые породы юры, кварцитовидные песчаники триаса), эффузивных пород (спилиты, дациты, измененные основные породы, замещенные хризоти- лом и бастилом и др.) и меньшей мере - обломками метаморфических пород (кварциты). Цементирующая масса представлена кальцитом и пи- ритом.

#### Песчаники

Главная роль в составе терригенного карпатского флиша принад- лежит песчаникам, которые составляют в большинстве случаев основ- ную часть флишевых ритмов и в том или ином количестве встречаются в разрезе от нижнего мела по олигоцен включительно. Однако следует отметить их неодинаковую роль в разрезе, что обусловлено палеогео- графическими причинами. Наиболее благоприятные условия для отложе- ния мощных песчаных толщ существовали в конце верхнемелового пери- ода. В это время в пределах Суховской зоны шло формирование толщи терешовских песчаников (мощность около 500 м), в пределах Черногор- ской зоны - песчаников черногорской свиты (мощность около 600 м), в Дуклянской - песчаников бачавской (мощность до 1000 м) и берез- нянской свит. В Суховской зоне на границе нижнего и верхнего мела отмечена толща буркутских песчаников (мощность до 450 м).

В палеогене накопление значительных толщ песчаников в зоне Мармарошских утесов (драговская свита), в Черногорской зоне (то- пильчанская свита), в Магурской зоне (злинская свита) происходи- ло в основном в среднем эоцене. В Дуклянской зоне формирование пес- чаных толщ значительной мощности наблюдалось в палеоцене (литская свита мощностью до 1000 м), а также в верхнем олигоцене (маловыжен- ские песчаники и песчаники из кросненских слоев).

В настоящее время существует много различных классификацион- ных схем песчаников по вещественному составу, построенных с учетом

состава трех главнейших кластогенных компонентов: кварца, полевых шпатов и обломков горных пород [32-34 и др].

Главный шаг на пути создания классификации песчаников был сделан работами П.Д.Крынина [35], Ф.Д.Петтиджона [36], Е.К.Дэпplsа [37] и др. Авторы подчеркивали важность изучения относительных количеств кварца, полевого шпата и обломков пород, что является ключом к пониманию состава материнских пород и тектонических условий в областях питания.

В данной работе для классификации песчаников флишевой формации использована схема В.Д.Шутова [34], в которой предусмотрено наличие в природе трех основных групп псаммитов: кварцевых, аркозовых и граувакковых. Минералогические поля, образуемые совокупностью фигуративных точек состава песчаников на треугольной диаграмме, являются тем исходным элементом, который несет в себе достаточную информацию о генетических условиях формирования изученных пород.

На основании данных изучения песчаников флишевой формации Советских Карпат видно, что они относятся, за редким исключением, к группе кварцевых и граувакковых псаммитов:

В отложениях нижнего мела развиты самые разнообразные типы песчаников – от собственно граувакк до мономиктовых кварцевых песчаников. Область развития песчаников раховской свиты совпадает с полями собственно граувакк, полевошпато-кварцевых граувакк, кварцевых граувакк, реже – кремнекластито-кварцевых песчаников (рис. 14).

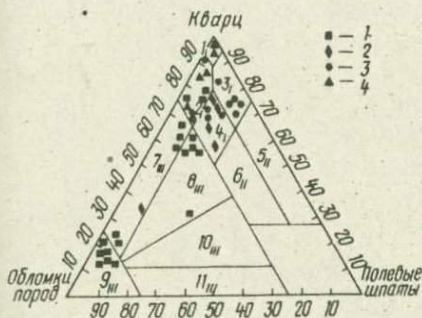


Рис. 14. Положение фигуративных точек состава песчаников из нижнемеловых отложений на классификационной схеме.

Свиты: 1 – раховская, 2 – белотисенская, 3 – шипотская, 4 – соймунльская.

I<sub>I</sub> – мономиктовые кварцевые песчаники; 2<sub>I</sub> – кремнекластито-кварцевые песчаники; 3<sub>I</sub> – полевошпато-кварцевые песчаники;

4<sub>I</sub> – мезомиктовые кварцевые песчаники; 5<sub>II</sub> – собственно аркозы; 6<sub>II</sub> – граувакковые аркозы; 7<sub>III</sub> – кварцевые граувакки; 8<sub>III</sub> – полевошпато-кварцевые граувакки; 9<sub>III</sub> – собственно граувакки; 10<sub>III</sub> – кварц-полевошпатовые граувакки; 11<sub>III</sub> – полевошпатовые граувакки.

Песчаники составляют основную массу прослоев флишевых ритмов, и по величине слагающих зерен среди них выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности. Причем гранулометрическая принадлежность песчаника в значительной мере определяет соотношение главных составляющих компонентов — кварца, полевых шпатов, обломков пород (сокращенно  $Q$ ,  $F$  и  $Rs$ ).

Общей чертой песчаников раховской свиты является наличие кальцитового цемента с примесью гидрослюда, соответствующего контактовому и поровому типу цементации. Количество цемента достигает 15–30%. По кальцитовому цементу часто развиваются ромбоэдрические и изометричные зерна вторичного железистого карбоната. Песчаники секутся многочисленными прожилками различной генерации, среди которых различаются кварцевые, кварцево-кальцитовые, кальцитовые и магнетитовые. Это особенно характерно для песчаников, развитых в центральном районе. Наиболее древние трещины выполнены мелкозернистым кварцем; в более поздних кварцево-кальцитовых прожилках кварц образует кристаллы правильной кристаллографической формы. К этому же времени относится образование кальцитовых прожилков. Самые поздние трещины в песчаниках, развитых в районе г. Камень Клевка, выполнены магнетитом, который в некоторых местах также выполняет роль цемента. Для песчаников раховской свиты наиболее характерны следующие ассоциации минералов тяжелой фракции: турмалин > циркон > гранат; турмалин > циркон > рутил > апатит и турмалин > апатит > циркон > сфен.

Крупнозернистые песчаники наблюдаются во флишевых толщах, развитых в центральном районе (окрестности г. Рахова, бассейны р. Шопурки и др.) и северо-западном районе (бассейны Боржавы и Рики), где они ритмично чередуются с алевролитами и реже — с известняками и образуют прослой мощностью 15–35, а иногда и до 120 см. В песчаниках наблюдается фракционное распределение зернистости — идет погрубение обломочного материала и к кровле, и к подошве песчаных прослоев. Соотношение кварца, полевых шпатов и обломков пород дает основание отнести их к грауваккам. Их состав соответствует  $Q_{10-20} F_{7-10} Rs_{73-80}$ . Главной составной частью песчаников являются обломки пород, среди которых значительная часть принадлежит обломкам метаморфических пород (различные кварциты, слюдистые, слюдисто-хлоритовые, графитовые сланцы). Обломки осадочных пород представлены карбонатными, обломочными и кремнистыми породами триаса и юры, в меньшем количестве — обломками эффузивных пород основного

(спилиты, диабазы) и кислого состава. В песчаниках северо-западного района появляются обломки плагиогранитов. Главным компонентом в составе песчаников является кварц метаморфических пород; отмечены также жильный кварц и кварц, содержащий в изобилии различные минеральные включения. Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазами, среди которых наблюдается очень характерный для песчаников мелового возраста таблитчатый альбит с *S*-образным расположением включений рудного минерала, эпидота, граната. Очень редко встречается нерешетчатый калишпат.

Среднезернистые песчаники распространены повсеместно в разрезах флиша раховской свиты. Как и в крупнозернистых песчаниках, здесь также отмечается многократное фракционное распределение зернистости в прослоях. В текстурном отношении для песчаников характерны послойные сегрегации обломочных слюдистых минералов и обуглившегося растительного детрита. В песчаниках из флишевых толщ юго-восточного района (бассейн р. Сараты) на нижней поверхности пластов наблюдаются механоглифы в виде слепков и борозд волочения, образованных растительными остатками.

По вещественному составу среднезернистые песчаники отличаются от крупнозернистых соотношением главных породообразующих компонентов. Их состав следующий:  $Q_{55-60} F_{8-12} R_{532-33}$ . В отдельных случаях в песчаниках наблюдается увеличение содержания полевых шпатов до 28-30% (бассейн р. Белого Черемоша). По типу среднезернистые песчаники относятся к кварцевым и полевошпато-кварцевым грауваккам. Характерная черта песчаников — наличие разнообразных видов плагиоклазов, часть которых подвергается регенерации, а также увеличение содержания мусковита, хлорита, гидробиотита и сфена. Содержание цемента в породах очень непостоянно: 10-40%. Аутигенные минералы представлены кварцином, образующим оторочки вокруг обломков обугленного детрита, и пиритом.

Мелкозернистые песчаники наиболее широко развиты в разрезах раховской свиты. Породы характеризуются темно-серым цветом; часто содержат тончайшие прослой аргиллита. В породах отмечается горизонтальная и косоволнистая слоистость, обусловленная обогащением слоев растительным детритом. В мелкозернистых песчаниках, развитых в бассейне ручья Квасного (центральный район) слоистость связана с обогащением отдельных прослоев титановыми минералами — сфеном, рутилом, в значительной мере преобразованными в лейкоксен. Слюдистые минералы однообразно ориентированы, причем размеры их намного превышают размеры других кластогенных компонентов.

Мелкозернистые песчаники в целом отличаются равномернозернистостью, хорошей сортировкой материала и по своему составу соответствуют кремнекласито-кварцевым песчаникам -  $Q_{80-82} F_{2-8} R_{S_{12-18}}$ . Однако в отдельных участках центрального района развития раховской свиты (бассейн ручья Квасного) мелкозернистые песчаники отличаются большим разнообразием типов (даже в пределах обнажения), среди которых отмечаются кварцевые граувакки с содержанием обломков пород до 70%. Зерна кварца и плагиоклаза, входящие в состав мелкозернистых песчаников центрального района, часто содержат разнообразные микровключения апатита, циркона, рутила, граната и др.

Среди минералов тяжелой фракции в породах резко преобладает сфен. В некоторых местах его содержание в песчаниках, развитых в северо-западном районе, превышает 5% состава породы. Цемент мелкозернистых песчаников представлен кальцитом. В отдельных случаях развит цемент пленочного типа из гидроокислов железа. Иногда цементующего материала нет, и зерна кварца соприкасаются друг с другом выпукло-вогнутыми контактами, что ведет к появлению кварцитовидной структуры.

Из треугольной диаграммы, представленной на рис. 14, видно, что песчаники белотисенской свиты по минеральному составу соответствуют мезомиктовым кварцевым песчаникам (поле  $4_1$ ), реже кремнекласито-кварцевым (поле  $2_1$ ). Песчаники являются основным элементом двухкомпонентного флиша белотисенской свиты и отличаются большим однообразием и монотонностью во всех районах их развития. По гранулометрическому составу выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники.

Крупнозернистые песчаники, иногда содержащие примесь гравелистого материала, развиты ограниченно главным образом в пределах центрального и реже - северо-западного района развития белотисенской свиты. Эти песчаники образуют прослой мощностью 0,3-1,0 м, чередующиеся с пачками тонкоритмичного флиша. В них часто содержится большое количество "закатышей" аргиллита. Породы относятся к мезомиктовым кварцевым песчаникам, их состав следующий:

$Q_{55-75} F_{13-24} R_{S_{12-21}}$ . Среди полевых шпатов преобладает кислый плагиоклаз; калиевые полевые шпаты представлены выветрелым и свежим микроклином, а также нерешетчатым микроклином. Обломки пород по составу отвечают метаморфическим образованиям. Кроме того в песчаниках содержатся слюдистые минералы и хлорит. Соотношение основных устойчивых минералов таково: гранат > турмалин > циркон. Кальцитовый цемент песчаников составляет 25-30%.

Среднезернистые песчаники более широко распространены, чем крупнозернистые. Они образуют мощные прослои среди тонко- и среднеритмичного флиша белотисенской свиты. Это массивные равномерно-зернистые породы, характеризующиеся выдержанным составом во всех районах их развития. По составу они сходны с крупнозернистыми песчаниками, от которых отличаются несколько более высоким содержанием кварца и слюд, которые иногда обнаруживают послонную сегрегацию. В отдельных местах (нижнее течение р. Белой Тисы) в этих песчаниках наблюдаются трещины, выполненные коричневым битуминозным веществом.

Мелкозернистые песчаники наиболее широко развиты во флишевой толще белотисенской свиты. Особенно широко представлены эти песчаники в разрезах юго-восточного района (бассейн р. Черемоша). В направлении к северо-западу роль их резко уменьшается.

Мелкозернистые песчаники - это плотные серые тонкослоистые породы. Широко развита горизонтальная, реже - косо волнистая, слоистость, обусловленная послонной сегрегацией слюд и органического вещества. В песчаниках нередко наблюдаются тонкие (до 1 мм) прослойки аргиллита, по которым в давленных разностях пород развиваются зеркала скольжения. В песчаниках юго-восточного района иногда на нижней поверхности пластов наблюдаются механоглифы-валики различной величины, выполненные более грубозернистым материалом. По соотношению главных кластогенных компонентов (кварц -  $Q$ , полевые шпаты -  $F$  и обломки пород -  $Ks - Q_{85-88} F_{7-10} Ks_{5-7}$ ) песчаники относятся к кремнекластито-кварцевым. В центральном районе развития белотисенской свиты в результате увеличения содержания полевых шпатов и обломков пород эти песчаники приобретают мезомиктовый характер. Очень характерный для средне- и крупнозернистых песчаников гранат здесь, в мелкозернистых песчаниках, не обнаружен. Соотношение главных устойчивых минералов имеет следующий вид: циркон > >рутил > турмалин.

Содержание кальцитового цемента в песчаниках составляет 15-35%. В породах из разрезов северо-западного района в качестве цемента выступает железистый карбонат.

В пределах Черногорской зоны флишенаккумуляция в нижнем мелу началось также черными по цвету породами шипотской свиты, имеющими внешнее сходство с "черным флишем" раховской свиты. Однако обломочные породы шипотской свиты; в частности песчаники, имеют характерные особенности, отличающие их от аналогичных образований

нижнемелового возраста. Песчаники шипотской свиты, кроме рассеянного органического вещества, богаты кремнеземом, который наблюдается в качестве цемента. Минералы и обломки пород обычно полуокатаны. Породы в значительной степени богаты глауконитом. Повсеместно соотношение главных акцессорных минералов имеет следующий вид: турмалин > циркон > гранат. По мере распространения с юго-востока на северо-запад в песчаниках сокращается количество обломков пород, уменьшается общее количество полевых шпатов, увеличивается содержание глауконита, акцессорных минералов. Наряду с этим наблюдается увеличение содержания цементирующей кремнистой массы. Область распространения песчаников на треугольной диаграмме (см. рис. 14) охватывает поля кремнекластито-кварцевых, полевошпато-кварцевых и мезомиктовых кварцевых песчаников. По гранулометрическому составу среди них выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности.

Крупнозернистые песчаники наиболее широко распространены во флишевых толщах центрального района (бассейн р. Черной Тисы), где образуют прослой мощностью 60–150 см, и находятся в ритмичном чередовании с аргиллитами. В песчаниках наблюдаются скопления обугленного растительного детрита и "закатыши" аргиллита, мелкозернистого песчаника и др. В северо-западном районе развития шипотской свиты крупнозернистые песчаники обычно не образуют самостоятельных прослоев, а наблюдаются в нижней части прослоев среднезернистых песчаников, в которые они постепенно переходят. В юго-восточном районе (бассейн Черемоша) крупнозернистые песчаники очень ограниченно развиты и образуют прослой мощностью 10–15 см в кремнистых аргиллитах. Отличительной особенностью этих песчаников является наличие кальцитового цемента, а также наличие механоглифов, сложенных более грубозернистым материалом на нижней поверхности прослоев. Типичный крупнозернистый песчаник шипотской свиты – это плотная серая, иногда голубовато-серая порода кварцитовидного облика с редкими прожилками кальцита. По типу песчаники относятся к кремнекластито-кварцевым и мезомиктовым кварцевым песчаникам, их состав соответствует  $Q_{70-82}F_{8-12}R_{56-22}$ . Главная составная часть их – кварц, который образует полуугловатые (до окатанных) зерна. Преобладает кварц метаморфических пород, в заметном количестве обнаружен кварц из плагиогранитов, иногда в виде сростков с плагиоклазом. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином. Среди обломков пород преобладают метаморфические породы (кварциты),

встречаются также обломки осадочных пород (яшмы, известняки), плагиогранитов и пегматоидных гранитов. В породах постоянно отмечен глауконит (4–6%), который образует две разновидности: темнозеленый, ступчатой формы – ранняя генерация и светлозеленый, неправильной формы, более поздняя генерация. Кроме того, наблюдаются мусковит, биотит, гидробиотит. Наряду с главными акцессорными минералами – турмалином, цирконом, гранатом – отмечаются апатит и сфен. Цемент в песчаниках представлен главным образом кремнистым веществом, иногда с примесью гидрослюда. По кремнистому веществу часто развивается более поздний карбонат. Тип цементации контактовый и базальный.

Значительно большим распространением в отложениях шипотской свиты юго-восточного и центрального районов пользуются среднезернистые песчаники, а в пределах северо-западного района (бассейн р. Лужанки) они слагают основную массу флишевых ритмов.

Породы наблюдаются в переслаивании с аргиллитами, кремнистыми породами, реже алевролитами и алевритовыми известняками. Они образуют прослой, мощностью 10–80 см. Среднезернистые песчаники – это темносерые, серые и голубовато-серые плотные породы кварцитовидного облика. Обломки и зерна минералов в породах обычно полуокатаны, причем, степень их окатанности увеличивается в северо-западном направлении.

По соотношению главных породообразующих компонентов среднезернистые песчаники юго-восточного района развития шипотской свиты отвечают по составу мезомиктовым кварцевым песчаникам, породы центрального района – полевошпато-кварцевым песчаникам, а в некоторых местах попадают в поле собственно аркоз (р. Черная Тиса, окрестности с. Ясини). В северо-западном районе развиты кремнекларитово-кварцевые песчаники. В общем виде состав среднезернистых песчаников соответствует  $Q_{68-75} F_{8-30} R_{5-2-17}$ .

Главные обломочные породообразующие минералы в песчаниках отличаются в большинстве случаев однотипным характером. Это кварц из метаморфических пород, с редкими точечными включениями и слабым волнистым погасанием, олигоклаз и слабо пелитизированный микроклин-пертит. В песчаниках северо-западного района появляется кварц с включениями рутила, апатита, рудного минерала, циркона. Обломки пород представлены кварцитами, яшмами, известняками, плагиогранитами и реже – эффузивными образованиями. Глауконит, как обычно, образует две разновидности – темно-зеленую и светло-бурую. Кроме того, в породах отмечены мусковит, гидробиотит, биотит, хло-

рит. Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, гранатом, апатитом, рутилом, лейкоксеном. Количество цементирующей массы в этой группе песчаников составляет 8–34%. Чаще всего наблюдается базальный тип цементации. Цемент представлен кремнистым, слабо анизотропным веществом с примесью гидрослюда, по которому нередко развивается вторичный карбонат. Из аутигенных минералов следует отметить глобулярный кварц с зональным расположением зерен новообразованного рудного минерала и пирит.

Мелкозернистые песчаники распространены широко только в пределах юго-восточного района развития шипотской свиты, где составляют основную массу песчаных прослоев. Особенно широко развиты эти песчаники в отложениях верхнешипотской подосвиты. Здесь они образуют прослой мощностью 80–150 см. Иногда мелкозернистые песчаники наблюдаются в виде тонких (2–3 см) прослоев, залегающих между аргиллитами, завершающими один флишевый ритм, и среднезернистыми песчаниками, начинающими следующий флишевый ритм. Породы переполнены угловатыми обломками черных кремнистых аргиллитов. В пределах центрального района среди песчаных пород мелкозернистые песчаники наименее распространены. Они образуют редкие прослой мощностью 20–30 см среди кремнистых и глинистых пород. Еще более ограничено развиты эти песчаники в отложениях шипотской свиты северо-западного района, где они встречаются в виде тонких (5–15 см) прослоев в тонкоритмичных флишевых пачках, чередующихся с прослоями массивных песчаников.

Песчаники представляют собой плотную кварцитовидную породу темно-серого и черного цвета. По соотношению основных кластогенных компонентов мелкозернистые песчаники относятся к кремнеклас-тито-кварцевым, реже – к полевошпат-кварцевым песчаникам. Их состав в среднем соответствует  $Q_{82-94}F_{2-12}R_{54-6}$ .

По составу слагающих их минералов эти песчаники аналогичны среднезернистым песчаникам. Отличительной чертой мелкозернистых песчаников, развитых в бассейне Черной Тисы (центральный район), является резкое увеличение содержания кластических слидистых минералов (до 12%) и появление фуксита. Среди обычного набора акцессорных минералов появляется монацит. Характерная особенность мелкозернистых песчаников – высокое содержание цементирующей массы (35–45%), представленной кремнистым веществом с примесью гидрослюда. Резкое увеличение (до 65%) кремнистой цементирующей массы в породах северо-западного района приводит к образованию песчаных силицитов.

К самым "зрелым" среди песчаников нижнемеловых отложений относятся песчаники соймульской свиты, область распространения которых на треугольной диаграмме (см. рис. 14) совпадает с полями кремнекласитно-кварцевых и мономиктовых кварцевых песчаников. По величине зерен среди песчаников различаются крупно-, средне- и мелкозернистые разности. "Зрелость" песчаников обусловлена составом пород областей питания, представленных главным образом различными кварцитами и кварцитовыми сланцами.

Крупнозернистые песчаники развиты в основном в пределах Мармарошской зоны; в зоне Мармарошских утесов они встречаются значительно реже. Это серые или буровато-серые плотные породы, для которых характерна толстоплитчатая отдельность. В зоне Чивчинского массива крупнозернистые песчаники связаны постепенными переходами с гравелитами.

Состав песчаников в различных районах их развития достаточно однообразный:  $Q_{72-77} F_{4-7} R_{5,19-21}$ . В зоне Мармарошских утесов в некоторых местах развиты мономиктовые кварцевые разности песчаников с содержанием кварца свыше 90%. Кроме кварца, в породах встречаются обломки кремней.

Основными породообразующими минералами песчаников являются кварц, плагиоклаз, калишпат (микроклин), мусковит, гидробиотит, хлорит. Соотношение главных акцессорных минералов представлено следующим рядом: гранат > рутил > турмалин. В породах отмечены также апатит, лейкоксен, анатаз, ильменит. Цементирующим материалом песчаников являются мелкочешуйчатая гидрослюда и кальцит. Кальцит — более позднее по отношению к гидрослуде образование, корродирует зерна кварца и полевого шпата. В качестве цемента обнаружены также глауконит и рудный минерал. Аутигенным минералом является волокнистый кварцин, заполняющий поры в породах и образующий каемки вокруг обломков обугленного растительного детрита. Тип цементации контактовый, иногда коррозионный.

Среднезернистые песчаники — наиболее распространенная разность в составе соймульской свиты. От крупнозернистых песчаников они несколько отличаются соотношением главных породообразующих компонентов, которое имеет вид  $Q_{85-95} F_{2-7} R_{5,3-8}$ . В породах часто обнаруживается плитчатая отдельность, на плоскостях которой наблюдаются скопления бесцветной слюды. В бассейне р. Терепли среднезернистые песчаники наблюдаются в переслаивании с алевролитами. В этом же районе, в месте сочленения утесовой зоны с флишевой об-

ластью, есть небольшие выходы серых аптских песчаников. Это массивные, сливные, кварцитовидные породы, обогащенные в отдельных участках обломками филлитов. В этих песчаниках содержание кварца достигает 90–92%. В среднезернистых песчаниках наблюдаются многочисленные прожилки кальцита.

Мелкозернистые песчаники в разрезах соймульской свиты развиты ограниченно. В районе Раховского массива они встречаются в виде прослоев среди более грубозернистых песчаников и конгломератов. В зоне утесов мелкозернистые песчаники образуют единичные прослои в нижних горизонтах соймульской свиты. Породы плотные, массивные, серого или голубоватого цвета. Обычно обнаруживают плитчатую отдельность. Развитые по р. Тербле давленные разности мелкозернистых песчаников вместе с алевролитами образуют тектоническую брекчию. В них развиты многочисленные кальцитовые прожилки. Породы относятся к кремнекlastито-кварцевым и мономиктово-кварцевым песчаникам. Их состав  $Q_{90-94} F_{4-3} K_{3-6}$ . Кроме главных породообразующих компонентов, в песчаниках отмечены мусковит, гидробиотит, хлорит, обломки обугленного растительного детрита. Соотношение главных аксессуарных минералов имеет следующий вид: турмалин > циркон > рутил. Цементирующим материалом песчаников является кальцит, гидрослюдасто-кремнистая масса, иногда глауконит. В районе г. Кобылы развиты мономиктовые кварцевые песчаники с содержанием кварца около 95% и примесью глауконита. Цемент в них в большинстве случаев не обнаружен. Иногда лишь сохраняется реликтовый регенерационный цемент. Песчаники характеризуются конформной структурой.

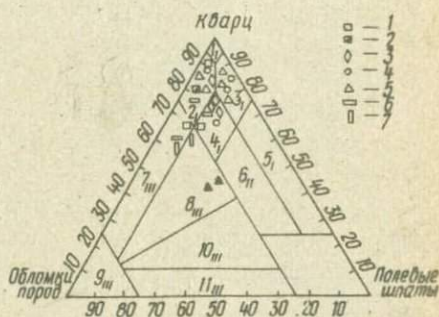
В верхнем мелу песчаники более широко развиты, чем в нижнемеловых отложениях. Такие свиты, как терешовская, буркутская, в значительной степени черногорская и бачавская, сложены преимущественно песчаными породами. Верхнемеловые песчаники в целом более "зрелые", чем нижнемеловые, лишь в самых верхних горизонтах верхнего мела в породах увеличивается содержание полевых шпатов и обломков пород, появляются обломки разнообразных эффузивных пород и гнейсов. Основная масса песчаников принадлежит к кремнекlastито-кварцевым и мезомиктовым кварцевым разностям, в меньшей степени развиты полевошпато-кварцевые песчаники, кварцевые и полевошпат-кварцевые граувакки (рис. 15).

В составе суховской свиты песчаники находятся в меньшем количестве. Это мелкозернистые плотные породы темно-серого цвета, которые иногда переслаиваются с известняками. По составу они соот-

ветствуют  $Q_{87-93} F_{3-6} R_{54-7}$  и относятся к группе кремнекlastито-кварцевых песчаников. Кроме главных породообразующих компонентов, в них содержатся мусковит и хлорит. Соотношение главных аксессуарных минералов следующее: турмалин > гранат > циркон. В песчаниках обнаружены аутигенный кварц и пирит. Цементирующим материалом является кальцит. Количество цемента в породах непостоянно. На некоторых участках его содержание увеличивается настолько, что породы по составу соответствуют песчаному известняку.

Рис. 15. Положение фигуративных точек состава песчаников из верхнемеловых отложений на классификационной схеме.

Свиты: 1 - суховская, 2 - терешовская, 3 - буркутская, 4 - ядовецкая, 5 - черногорская, 6 - березинская, 7 - бачавская. Объяснение цифр на рис. 15-17 внутри треугольника то же, что на рис. 14.



С юга к полосе развития пород суховской свиты прилегает толща (400 м) серых массивных песчаников с редкими прослоями алевролитов, которые являются верхним звеном Суховской зоны (терешовская свита). Среди "терешовских" песчаников выделяются крупно- и среднезернистые разновидности. Крупнозернистые песчаники доминируют в разрезе. Это разномасштабные массивные породы с примесью гравелистого материала. Они соответствуют мезомиктовым кварцевым песчаникам и их усредненный состав можно выразить в следующем виде:

$Q_{65} F_{10} R_{25}$ . Полевые шпаты в породах представлены плагиоклазами, микроклином и микроклин-пертитом. В незначительном количестве (до 3%) отмечены мусковит и гидробиотит. Среди кластогенных компонентов пород значительное место принадлежит обломкам пород, среди которых резко преобладают обломки различных эффузивных образований: спилитов, гранодиорит-порфиров, фельзитовых порфиров, гранофилов и др. В песчаниках наблюдается высокое содержание граната. Ряд устойчивых аксессуарных минералов имеет вид неравенства гранат > турмалин > рутил > циркон. Из аутигенных минералов в породах отмечен кварц, образующий розетки и волокнистые агрегаты, выполняющие поры в породах. Цементирующая масса представлена кальцитом и гидрослюдами.

Среднезернистые песчаники отличаются от массивных крупнозернистых песчаников своими текстурными признаками. Это в основном тонкоплитчатые породы с тонкой горизонтальной слоистостью, которая обусловлена послойной сегрегацией слюдястых минералов. Кроме того, в них увеличивается содержание кварца (до 80%) и уменьшается количество полевых шпатов и обломков пород.

Мощная толща буркутской свиты сложена почти целиком массивными, толстоплитчатыми среднезернистыми песчаниками, отличающимися на всем протяжении развития значительной монотонностью. Песчаники нередко содержат обломки обугленного растительного детрита и "закатыши" аргиллита, иногда в них также наблюдается послойная сегрегация слюдястых минералов. В песчаниках встречаются различного рода механоглифы, представляющие собой, очевидно, слепки с борозд волочения.

По типу песчаники относятся к мезомиктовым, реже - к кремнекласитито-кварцевым. Среднее содержание главных породообразующих компонентов можно выразить в виде таких параметров:  $Q_{72-80}$   
 $F_{12-15} R_{58-13}$ .

Главным кластогенным компонентом песчаников является кварц, обнаруживающий большое разнообразие видов, среди которых выделяется кварц метаморфических пород, нередко с включениями силлиманита, кварц магматических пород с включениями циркона, рудного минерала, образующего сростки с плагиоклазом, жильный кварц. Полевые шпаты также отличаются значительным разнообразием. Слюдястые минералы в песчаниках представлены мусковитом, гидробиотитом, биотитом, содержание которых составляет 5-10%. Среди обломков пород преобладают различные кварциты, в заметном количестве отмечены также известняки и гранитоиды (плагиограниты, аплиты). Цементирующая масса в песчаниках не превышает 5%. Это кальцит либо хлорит-гидрослюдястый агрегат, образующий пленочный или контактовый типы цементации. На некоторых участках, где цемента нет, зерна кварца контактируют друг с другом выпукло-вогнутыми контактами. Соотношение основных аксессуарных минералов следующее: гранат циркон > апатит > турмалин.

Песчаники буркутской свиты по некоторым литологическим признакам напоминают песчаники белотисенской свиты. Отличительной чертой песчаников буркутской свиты является наличие большого разнообразия типов кварца и появление обломков гранитоидов.

В составе яловецкой свиты песчаники заметно распространены только в верхнеяловецкой подсвите. Они образуют обычно незначи-

тельные по мощности прослой среди алевролитов, глинистых фтани-  
тов и кремнистых аргиллитов. В верхних частях толщи при переходе  
к отложениям черногорской свиты увеличивается мощность песчаных  
прослоев и их общее количество, увеличивается зернистость, а так-  
же содержание таких минералов, как слюды и полевые шпаты. Песча-  
ники принадлежат к мезомиктово-кварцевым, полевошпат-кварцевым и  
кремнекластито-кварцевым разностям (см. рис. 15). Крупнозернистые  
песчаники встречаются в верхних частях разреза, где они образуют  
прослой мощностью 25-50 см. Основными составными частями песчани-  
ков являются кварц, плагиоклаз и обломки пород, которые характе-  
ризуются угловатой либо полугловатой формой. Соотношение главных  
породообразующих компонентов таково:  $Q_{60-65} F_{20-22} R_{15-17}$ . Породы  
соответствуют мезомиктовым кварцевым песчаникам. Главная роль в  
составе песчаников принадлежит кварцу метаморфических пород, при-  
чем часто отмечены зерна с включениями силлиманита, рутила, цир-  
кона. В песчаниках центрального района кварц очень разнообразен.  
Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами и микроклином.  
В песчаниках юго-восточного района обломки пород представлены  
осадочными и метаморфическими породами. В породах центрального  
района они сменяются гранитоидами и жильным кварцем. Наряду с  
этим в породах отмечены биотит, мусковит, глауконит, рудные мине-  
ралы (пирит, магнетит). Наиболее характерной ассоциацией аксессуар-  
ных минералов является гранат > циркон > турмалин > рутил > апатит.

Тип цементации в песчаниках поровый либо контактовый. Цемен-  
тирующая масса представлена в основном гидрослюдой; в качестве  
примеси наблюдаются кремнистое вещество и вторичный карбонат.  
Среднезернистые песчаники развиты в средних частях разреза верхне-  
яловецкой подсвиты и в заметном количестве встречаются в централь-  
ном районе (бассейн р. Лазещина). Они образуют прослой мощностью  
15-35 см среди кремнистых аргиллитов. Эти плотные, стекловатые  
малослюдистые песчаники содержат примесь тонкодисперсного органи-  
ческого материала, а также обломки обугленного растительного де-  
трита. По соотношению породообразующих компонентов породы отно-  
сятся к полевошпат-кварцевым и кремнекластито-кварцевым песчани-  
кам ( $Q_{77-82} F_{5-15} R_{8-12}$ ). Основной породообразующий минерал -  
кварц - характеризуется монотонным однотипным составом. Его ока-  
таные и полуокатанные зерна нередко корродируются кремнистым  
веществом цемента и глауконитом. Содержание полевых шпатов (пла-  
гиоклазы, реже - микроклин) очень непостоянно: 2-15%. Соотношение

основных акцессорных минералов такое же, как и в крупнозернистых песчаниках. Отличительной чертой является появление титановых минералов — сфена, ильменита, лейкоксена. В отдельных случаях отмечен ортит.

Цемент в песчаниках представлен кремнистой массой, имеющей различную степень перекристаллизации; обнаружена примесь гидрослюда и новообразований кальцита. Содержание цементирующей массы достигает 13–20%.

Мелкозернистые песчаники развиты в отложениях ниже- и верхнеяловецкой подсвит, где они залегают в виде маломощных (8–14 см) прослоев среди аргиллитов и алевролитов. Для песчаников типична микрослоистость, обусловленная послойной сегрегацией слюдястых минералов с примесью обломков обугленного растительного детрита. Отличительная особенность мелкозернистых песчаников — неравномерное распределение цементирующей кремнистой массы. Содержание главных породообразующих компонентов выражается параметрами  $Q_{85-90}$   $F_{2-3}$   $R_{58-12}$  (в параметр  $R_{58}$  включено и содержание минералов слюд). По составу мелкозернистые песчаники соответствуют кремнекластито-кварцевым разностям. В песчаниках центрального района отмечены аномально высокие (до 22%) содержания слюдястых минералов.

В песчаниках преобладает базальный тип цементации. Основной заполняющей массой является кремнистое вещество, количество которого иногда увеличивается настолько, что состав породы приближается к составу кварцевого силицита.

Массивные песчаники слагают основную часть толщи черногорской свиты. Они чередуются с пачками тонкоритмичного флиша, количество которых по мере движения с юго-востока на северо-запад заметно сокращается.

Для песчаников характерны внутрипластовые и подводно-оползневые деформации. Особенностью внутрипластовых деформаций является наличие в песчаниках "закрутышей" аргиллита или известняка в виде закрученных образований самой причудливой формы и резко обособленных от вмещающей породы. Поля распространения песчаников черногорской свиты на треугольной диаграмме (см. рис. 15) совпадают с полями полевошпат-кварцевых граувакк, полевошпат-кварцевых песчаников и кремнекластито-кварцевых песчаников. По гранулометрическому составу среди песчаников выделяются крупнозернистые, слагающие основную часть толщи черногорской свиты в пределах юго-восточного и северо-восточного районов, среднезернистые, развитые широко только в пределах центрального района, и мелкозернистые.

Крупнозернистые песчаники – это массивные толстоплитчатые породы, нередко обогащенные в подошвенной части крупными обломками темно-серых и зеленых аргиллитов, что, вероятно, является следствием местных размывов.

Крупнозернистые песчаники очень неоднородны как по гранулометрическому и вещественному составу, так и по соотношению обломочных зерен и цементирующей массы. Для песчаников в целом характерно высокое содержание полевых шпатов, иногда превышающее 25% (бассейн р. Белого Черемоша). Усредненное соотношение главных породообразующих компонентов –  $Q_{45} F_{25} R_{30}$  – в песчаниках юго-восточного района определяет их как полевошпат-кварцевые граувакки. Песчаники северо-западного района соответствуют полевошпат-кварцевым разностям ( $Q_{80} F_{10} R_{S_{13}}$ ). Главная роль в породах принадлежит угловатым и полугловатым зернам кварца из разнообразных магматических и метаморфических пород, а также жильных образований. Среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз. Обломки пород в песчаниках представлены гранитоидами и эффузивами среднего и кислого составов, отмечены также обломки метаморфических и осадочных пород. В песчаниках постоянно находятся 8–10% слюдистых минералов и глауконит. Характерной ассоциацией аксессуарных минералов является следующая: гранат > циркон > турмалин > апатит. Цемент контактового либо базального типов характеризуется гидрослюдисто-карбонатным составом. Стратиграфическим аналогом черногорской свиты в северо-западном районе является выделенная Я.О.Кульчицким вильшанская свита. Крупнозернистые песчаники, представляющие основную массу пород этой флишевой толщи, по характеру текстур и особенностям вещественного состава полностью соответствуют породам черногорской свиты.

Среднезернистые песчаники распространены только в разрезах центрального района развития черногорской свиты. Это плотная равнозернистая порода, иногда содержащая крупные обломки черных аргиллитов. По составу главных терригенных компонентов –  $Q_{80-85} F_{10-12} R_{S_{5-8}}$  – они относятся к полевошпат-кварцевым песчаникам. Кроме того в породах постоянно наблюдаются слюдистые минералы (до 7%), хлорит, глауконит, обломки обугленного растительного детрита. По составу цемента среднезернистые песчаники делятся на кремнистые и карбонатные. В кремнистых песчаниках во многих участках породы цемента нет, и зерна кварца обычно соприкасаются выпукло-вогнутыми контактами, обуславливая появление кварцитовид-

ной структуры. В карбонатных песчаниках содержание кальцитового цемента составляет 15-30%. Нередко зернистая кальцитовая масса цемента корродирует зерна кварца и полевого шпата.

Мелкозернистые песчаники распространены наиболее ограниченно и образуют либо маломощные (3-5 см) прослои в пачках тонкоритмичного флиша, где они переслаиваются с аргиллитами и алевролитами, либо редкие прослои мощностью 10-15 см между пачками массивных крупно- и среднезернистых песчаников.

Породы обычно обогащены органическим веществом; в них наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная послойным обогащением песчаников слюдястыми минералами и обугленным растительным детритом. По составу песчаники относятся к полевошпат- и кремнекласито-кварцевым разновидностям. Среди аксессуарных минералов резко преобладает циркон. В мелкозернистых песчаниках заметно возрастает количество цементирующей массы, представленной кремнистым веществом, гидрослюдой, кальцитом. Тип цементации базальный, заполнения пор, контактовый. В песчаниках широко развит аутигенный кварц, который выполняет трещины в углистом веществе, развивается в виде каемок и выполняет поры в породах.

В толще флиша березнянской свиты песчаники широко развиты в отложениях верхнеберезнянской подсвиты. Главное место принадлежит среднезернистым песчаникам, в меньшем количестве встречаются гравелитовые разновидности. Гравелитовые песчаники образуют прослои мощностью 5-10 см среди среднезернистых песчаников. Это неравномернозернистые породы с примесью бесцветной слюды и включениями черных аргиллитов. По составу они соответствуют кварцевым грауваккам. Усредненный состав главных породообразующих компонентов можно выразить следующими параметрами:  $Q_{60}F_8R_{532}$ . Основная масса обломков принадлежит метаморфическим и магматическим породам, в качестве примеси встречаются кремнистые породы и известняки. В ряду аксессуарных минералов гранат > рутил > турмалин > циркон резко преобладает гранат. В песчаниках развит цемент контактово-порового типа, представленный гидрослюдой либо кальцитом.

В разрезе верхнеберезнянских отложений преобладают среднезернистые песчаники. Это неравномернозернистые породы, в некоторых местах ожелезненные и обогащенные бесцветной слюдой. Изредка в породах наблюдаются включения черных аргиллитов. По составу породы относятся к мезомиктово- и кремнекласито-кварцевым песчаникам ( $Q_{70-75}F_{7-13}R_{515-18}$ ). Содержание слюдястых минералов в песчани-

ках достигает иногда 15%. Цементирующая масса представлена гидрослюдой, кремнистым веществом либо карбонатом. Соотношение аксессуарных минералов различно и имеет следующий вид: циркон > турмалин > гранат.

В южных складках Дуклянской зоны верхнемеловые отложения представлены мощной существенно песчаной толщей бачавской свиты. Основную массу этих отложений составляют среднезернистые песчаники, в основании пачек которых нередко наблюдается погрубение обломочного материала.

Крупнозернистые песчаники образуют редкие прослои среди среднезернистых разностей. Это бурые, ожелезненные породы с включениями обломков обугленного растительного детрита. По составу они отвечают кварцевым грауваккам  $Q_{57} F_8 R_{35}$ . Угловатые и полугловатые обломки в песчаниках представлены плагиогранитами, кварцитами и известняками. В ряду аксессуарных минералов - турмалин > гранат > циркон - турмалин резко преобладает. Цементирующая масса в породах представлена кальцитом и смесью кремнистого вещества с гидрослюдой. Тип цементации контактовый, базальный и одновременно коррозионный.

Среднезернистые песчаники - это толстоплитчатые голубовато-серые породы, нередко ожелезненные с поверхности. Породы в основном равномернозернистые, иногда в них наблюдаются обломки жильного кварца гравелитовой размерности. Характерно появление в породах кварца "мармарошского" типа с псевдодвойниковым сложением. Обломки в песчаниках представлены кварцитами и известняками. Соотношение в них главных терригенных компонентов -  $Q_{60} F_{12} R_{28}$  - позволяет отнести их к полевошпат-кварцевым грауваккам.

Среди аксессуарных минералов наблюдается также резкое преобладание турмалина. Кроме того отмечены рутил, апатит, гранат, сфен и лейкоксен. Цемент контактово-порового типа представлен зернистым кальцитом.

Среди среднезернистых песчаников наблюдаются прослои рыхлых, плохо сортированных алевритовых песчаников с высоким содержанием слудистого материала и обломков углистого вещества. Для них характерно широкое развитие аутигенного халцедона, который образует радиально-лучистые и волокнистые агрегаты, выполняющие поры и трещины в породах.

Песчаники палеоцен-эоценового возраста характеризуются резким увеличением содержания полевых шпатов и обломков пород. Круп-

нозернистые песчаники соответствуют по составу кварцевым, полевошпат-кварцевым и кварцево-полевошпатовым грауваккам. Среднезернистые песчаники распространяются в поле мезомиктовых кварцевых песчаников и граувакковых аркоз, мелкозернистые – в поле кремнеклатито-кварцевых, полевошпат-кварцевых, редко – собственно аркоз (рис. 16).

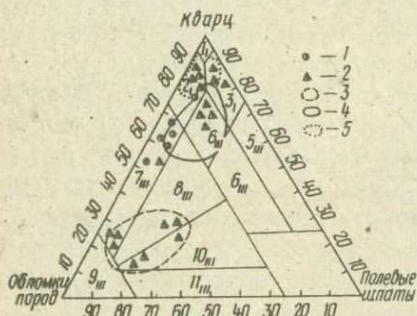


Рис. 16. Положение фигуративных точек состава песчаников из палеоценовых и эоценовых отложений на классификационной схеме. 1 - песчаники палеоцена, 2 - песчаники эоцена, 3 - поле развития крупнозернистых песчаников, 4 - поле развития среднезернистых песчаников, 5 - поле развития мелкозернистых песчаников.

Песчаники – наиболее распространенная группа пород в составе палеогенового флиша. Особенно это заметно в палеоценовых отложениях Дуклянской зоны, где, по данным В.В.Даныша [25], коэффициент песчаности палеоценовой толщи флиша (лытская свита) приближается к единице, что уже само по себе свидетельствует о резком преобладании одного элемента ритма в ее составе.

Среди песчаников палеоценового возраста различаются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности. Крупнозернистые песчаники распространены нешироко среди песчаных пород и образуют маломощные прослои в толще среднезернистых песчаников. Эти песчаники развиты в верхней части палеоценовой пачки в составе гнилецкой свиты. По составу они относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам  $Q_{47-53}$   $F_{10-14}$   $R_3$   $32-43$ . Среди обломков пород преобладают различные гранитоиды и эффузивы среднего и кислого составов, в меньшем количестве встречаются обломки метаморфических пород. Характерной ассоциацией минералов тяжелой фракции является следующая: гранат > рутил > циркон > эпидот. В большинстве случаев зерна обломочных минералов угловатые. Из аутигенных минералов отмечен пирит, который развивается равномерно в песчаниках в виде неправильных зерен, либо выполняет раковины фораминифер. Цемент контактового, иногда коррозионного типа представлен зернистым кальцитом и составляет 20%.

Несколько иным составом отличаются крупнозернистые песчаники лютской свиты. В них увеличивается содержание кварца, уменьшается количество полевых шпатов. Обломки представлены исключительно метаморфическими породами. По составу они отвечают кварцевым грауваккам ( $Q_{57-63} F_{4-6} R_{35-27}$ ). Среди аксессуарных минералов, как и в песчаниках гнилецкой свиты, резко преобладает гранат. Аксессуарные минералы обнаружены в таком соотношении: гранат > турмалин > рутил. Цемент порового типа составляет 8% и представлен кальцитом. По трещинам в породах развивается аутигенный кварц.

Среднезернистые песчаники — широко распространенная порода первого элемента флишевых ритмов. Они составляют основную массу пород верхней части палеоценовой толщи гнилецкой свиты, основную массу пород лютской свиты, а также слагают отдельные прослои среди пестроцветных пород палеоценовой толщи в составе беловежской свиты. Песчаники неравномернозернистые, зерна и обломки терригенных компонентов в них обычно угловатые. Соотношение главных кластогенных компонентов в среднезернистых песчаниках гнилецкой свиты позволяет отнести их к полевошпат-кварцевым грауваккам ( $Q_{50-55} F_{12-14} R_{37-40}$ ). Песчаники лютской свиты отвечают по составу кварцевым грауваккам ( $Q_{64-68} F_{5-8} R_{26-28}$ ). В песчаниках лютской и беловежской свит обломки представлены главным образом метаморфическими породами, в меньшем количестве отмечены обломки осадочных пород. В песчаниках гнилецкой свиты главная роль принадлежит обломкам осадочных пород, в меньшей мере развиты обломки эффузивных пород кислого и основного составов. В этих же песчаниках наблюдаются обломки обугленного растительного детрита. Аутигенным минералом является пирит. В единичных случаях обнаружен глауконит. Соотношение аксессуарных минералов гранат > циркон > турмалин (для лютских песчаников) изменяется в песчаниках беловежской свиты и имеет такой вид: сфен > турмалин > циркон. Цементирующим материалом среднезернистых песчаников беловежской и лютской свит является карбонат, иногда железистый карбонат, количество которого достигает в некоторых местах 30% (тип цементации пойкилитовый). В песчаниках гнилецкой свиты цемент представлен гидрослищдой.

Мелкозернистые песчаники в отложениях палеоцена развиты ограниченно. Они входят в состав пачек тонкоритмичного флиша, захваченных среди массивных песчаников лютской свиты, либо образуют единичные маломощные прослои среди пестроцветов беловежской свиты. Характерная особенность песчаников лютской свиты — высокое содержание

биотита (до 30%) и обломков обугленного растительного детрита (до 40%). Мелкозернистые песчаники беловежской свиты относятся к группе кремнекласито-кварцевых песчаников. Обломочную часть составляют (%): кварц - 71, плагиоклаз - 8, обломки метаморфических пород - 8, мусковит - 6, гидробиотит - 2. Аксессуарные минералы представлены таким рядом: апатит > сфен > турмалин > циркон. Порový цемент образован минералами гидроокислов железа.

В результате изучения песчаников лютской свиты установлена плохая сортировка и большая интенсивность осадконакопления, что свидетельствует о близости источника сноса. Таким поставщиком материала, по мнению Я.О.Кульчицкого [26], была крупная кордильера, протянувшаяся по линии Ставное - Ростока - Подполозье.

Песчаники являются основным элементом двух-, реже трехкомпонентного эоценового флиша южного склона Карпат. Как обычно, песчаники делятся на крупно-, средне- и мелкозернистые.

Крупнозернистые песчаники в том или ином количестве отмечены в отложениях всех изученных структурно-фашиальных зон. Благодаря высокому содержанию обломков пород и полевых шпатов фигуративные точки составов пород ложатся в поля развития кварцевых, полевошпат-кварцевых и кварцево-полевошпатовых граувакк. В Черногорской зоне они наряду со среднезернистыми песчаниками слагают 200-250-метровую толщу топилянчанской свиты. Крупнозернистые топилянчанские песчаники - это разномзернистые породы с примесью гравелитового материала. В составе обломочной породы отмечены (%): кварц - 12, плагиоклаз - 10, микроклин - 5, биотит - 4, мусковит - 3, обломки пород - 60, гранат - 2, сфен - 1, эпидот - 1, циркон - единичные зерна. Обломки представлены в основном магматическими породами (аплитоидные граниты, аплиты, пегматиты, дациты, андезиты-дациты, фельзиты), реже - метаморфическими породами (кварциты, слюдястые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы). Обломки и зерна угловатые, размер их составляет 0,5-3 мм. Промежутки между зернами заполнены хлорит-гидрослюдистым агрегатом. Тип цементации - контактовый. По составу породы отвечают кварцево-полевошпатовым грауваккам.

В пределах Дуклянской зоны крупнозернистые песчаники отмечаются почти во всех горизонтах (слоях) нижнего, среднего и верхнего эоцена. В толще стричавских слоев они слагают основную массу песчаных ритмов. Породы разномзернистые, неравномерно обогащенные гравелитовым материалом. По составу песчаники относятся к типу полевошпат-кварцевых граувакк. Породы характеризуются значитель-

ной концентрацией в них аксессуарных минералов. Их соотношение имеет вид неравенства  $\text{сфен} > \text{гранат} > \text{турмалин} > \text{циркон}$ . Содержание кальцитового цемента достигает 20%. В породах встречается глауконит. Тип цементации пойкилитовый, участками коррозийный. Степень окатанности обломочных зерен низкая.

Крупнозернистые песчаники в отложениях волосянских слоев образуют единичные прослои среди алевроитовых известняков и алевролитов. В составе песчаников отмечены (%): кварц – 25, плагиоклаз – 29, микроклин, обломки пород (кварциты, аплиты с высоким содержанием сфена, плагиограниты, спилиты, альбититы, яшмы, известняки, триасовые песчаники) – 38, мусковит, биотит. Ничтожный процент составляют аксессуарные минералы – гранат, циркон, турмалин. Цемент порового типа представлен смесью кремнистого вещества и гидрослюда; кроме того в цементе развивается вторичный кальцит. Из аутигенных минералов отмечен эпигенетический пирит. Породы по составу отвечают кварцево-полевошпатовым грауваккам.

Крупнозернистые песчаники составляют основную массу существенно песчаных ставрянских слоев. По составу это полевошпат-кварцевые граувакки, усредненный состав которых можно выразить параметрами  $Q_{26} F_{15} R_{360}$ . В песчаниках содержится высокий процент (до 4%) минералов тяжелой фракции – гранат > сфен > турмалин. Цементирующим материалом является зернистый кальцит, количество которого иногда достигает 20%. Аутигенные образования, кроме того, представлены радиально-лучистым агрегатом кварца.

Крупнозернистые песчаники в ужокских слоях среди других разновидностей песчаников распространены в очень небольшом количестве. Их отличительной особенностью является высокое (37%) содержание полевых шпатов. Обломочная часть песчаников сложена (%): кварцем – 32, плагиоклазом – 27, микроклином – 10, обломками пород – 37, мусковитом – 1, биотитом. Среди обломков пород отмечены кварциты, плагиограниты, спилиты, лавы основного состава с пузырчатой структурой, кремнистые породы, известняки. Цемент контактового типа представлен гидрослюдой. Породы относятся к группе кварц-полевошпатовых граувакк.

Крупнозернистые песчаники образуют единичные прослои мощностью 5–10 см в отложениях гуснянских слоев. Это неравномернозернистые породы, по составу отвечающие кварцевым грауваккам. Основным терригенным компонентом в составе песчаников являются обломки метаморфических пород, жильного кварца, плагиогранитов, обнаружены также обломки обугленного растительного детрита. Аксессуарные

минералы представлены следующим рядом: турмалин > сфен > циркон > апатит. Хлорит-гидрослюдистая цементирующая масса развивается на контакте между кластическими зернами. Кроме того, промежутки между зернами и пустоты в породах выполнены скоплениями лейкоксена, в значительной степени преобразованного в зернистые агрегаты аутигенного анатаза. Крупнозернистые песчаники образуют редкие прослой среди среднезернистых песчаников элинской свиты (Магурская зона). Породы равномернозернистые, сложенные полуугловатыми обломками и зернами размером 0,5-0,8 мм. Основными пороодообразующими компонентами являются следующие (%): кварц - 55, плагиоклаз - 9, микроклин - 7, обломки кварцитов, сланцев, кремнистых пород, основных эффузивов - 12, мусковит - 2, биотит - 1. Цемент порового, иногда коррозионного типа представлен кальцитом. Из аутигенных образований в песчаниках наблюдаются микроконкреции пирита. По составу породы относятся к типу мезомиктовых кварцевых песчаников.

В пределах Мармарошского массива и зон Утесов крупнозернистые песчаники образуют маломощные линзы и прослой среди конгломератов и среднезернистых песчаников. Среди конгломератов великобанской свиты встречаются отдельные линзы песчаников, по составу отвечающие полевошпат-кварцевым грауваккам ( $Q_{53} F_{18} R_{35}$ ). Акцессорные минералы представлены следующим рядом: гранат > турмалин > рутил > лейкоксен > циркон > апатит. В качестве цемента отмечена смесь хлорит-гидрослюдистого состава. В незначительной степени развивается вторичный кальцит. В отложениях шопурской свиты крупнозернистые песчаники развиты в бассейне р. Аппицы. Разнозернистые породы сложены главным образом обломками кварцитов, пегматоидных гранитов, плагиогранитов, диоритов, кварцевых порфиров, реже - кремнистых пород. В песчаниках присутствуют кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит. Среди акцессорных минералов преобладает гранат. По усредненному соотношению пороодообразующих терригенных компонентов ( $Q_{28} F_{18} R_{56}$ ) песчаники могут быть отнесены к полевошпат-кварцевым грауваккам.

Несколько иным составом отличаются крупнозернистые граувакковые песчаники вульховчикской свиты. Главная составная часть породы - полускатанные обломки юрских известняков, кремнистых пород, эффузивов среднего и основного состава и кварцитов, которые составляют 73%. Кроме того, в породах отмечены кварц, плагиоклаз,

микроклин, биотит, мусковит, турмалин, циркон. Цемент представлен зернистым кальцитом, включающим раковины фораминифер. Тип цементации пойкилитовый, в некоторых местах коррозионный. Сходным составом характеризуются крупнозернистые кварцевые граувакки, развитые в виде маломощных прослоев во флише вульшавской свиты. Сходство с вульховчскими песчаниками определяется степенью окатанности, количественным и качественным составом обломочного и цементирующего материала.

Среднезернистые песчаники – наиболее распространенная группа песчаных пород, слагающих основную массу большинства свит и слоев. В отличие от крупнозернистых песчаников, здесь увеличивается содержание кварца, появляются разности, обогащенные однообразно ориентированными кластическими слюдами и обломками обугленного растительного детрита.

В Черногорской зоне среднезернистые песчаники слагают основную массу отложений топильчанской и пробийненской свит. В отложениях гнилецкой свиты это единичные прослои рыхлых пород, обогащенных слюдястыми минералами и обломками обугленного растительного детрита, которые залегают среди мелкозернистых песчаников. В породах также отмечены глауконит (до 2%) и пирит, образующийся часто на базе углистого материала. Песчаники имеют состав полевошпатовых кварцевых граувакк.

Среднезернистые песчаники топильчанской свиты – это неравномернозернистые породы, состав обломочной части которых можно выразить в следующем виде:  $Q_{50} F_{28} Ks_{22}$ . Среди обломков пород преобладают эффузивные образования – дациты, андезиты–дациты, фельзиты. Акцессорные минералы также отмечены в заметном количестве (%): гранат – 1, сфен – 0,5, эпидот – 0,5, циркон – единичные зерна. Цемент контактового типа представлен смесью хлорита, гидрослюда и кальцита. На контакте между обломочными зернами развивается глауконит. По составу породы относятся к граувачковым аркозам.

Значительный процент составляют среднезернистые песчаники в составе пород пробийненской свиты. Породы обычно содержат в большом количестве "закатыши" аргиллитов и пронизаны многочисленными кальцитовыми прожилками. По составу эти песчаники сходны с граувачковыми аркозами топильчанской свиты и отличаются от последних лишь по характеру цементирующей массы, представленной кальцитом и пиритом.

Достаточно широко развиты среднезернистые песчаники в отложениях Дуклянской зоны. Они образуют прослой равномернозернистых мезомиктовых кварцевых песчаников в стричавских слоях, развитых по р. Лите.

Сходным составом характеризуются среднезернистые равномернозернистые песчаники из волоснянских слоев, где они образуют маломощные прослой среди алевролитов и алевроитовых известняков.

Среднезернистые песчаники из ставнянских слоев, наряду с крупнозернистыми песчаниками слагают основную массу пород этого горизонта. Эти две группы песчаников имеют сходный состав кластогенной и цементирующей массы.

В ужокских слоях среднезернистые песчаники являются одной из наиболее распространенных групп, которая наряду с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами слагает основную массу этой флишевой толщи. Характерная особенность песчаников – высокое содержание плагиоклаза и микроклина (свыше 25%), соотношение кварца, полевых шпатов и обломков пород –  $Q_{53} F_{25} K_{22}$  – дает основание отнести породы к группе граувакковых аркоз. В породах наблюдаются крупные (3–5 мм), несоизмеримые с другими компонентами обломки кремнистых аргиллитов. Отдельные прослой содержат до 25% обломков обугленного растительного детрита и однообразно ориентированных чешуек гидробиотита. В качестве цемента на контакте зерен развиваются гидрослюда и кальцит. Поры и пустоты в породах выполнены в некоторых местах агрегатами лейкоксена, который преобразуется в анатаз. В песчаниках встречаются зерна глауконита.

Среднезернистые песчаники в сольских слоях встречаются в виде единичных прослоев мощностью 20–30 см в толще, обнажающейся по ручью Хижному. Песчаники равномернозернистые, характеризуются высоким содержанием гидробиотита и мусковита (25%) и обломков обугленного растительного детрита (до 10%). Цемент кальцитовый. Тип цементации поровый, иногда коррозионный.

В отложениях злинской свиты (Магурская зона) среднезернистые песчаники развиты широко, в них обнаружено большое разнообразие типов. Наиболее распространены равномернозернистые мезомиктовые кварцевые песчаники и кварцевые граувакки с кремнисто-хлоритовым и глауконито-кремнистым цементом. В бассейне р. Турьи развиты среднезернистые песчаники с карбонатным цементом, количество которого достигает 32–36%. Иногда цементирующая масса сложена минералами гидроксидов железа. Обломки пород в кварцевых граувакках

представлены различными кварцитами и измененными эффузивными породами основного состава.

Среднезернистые песчаники в отложениях метовской свиты являются наиболее распространенной разновидностью песчаных пород, которые встречаются в виде более или менее значительных прослоев, а также входят в состав пачек тонкоритмичного флиша. Равномернозернистые песчаники относятся к группе кремнекластито-кварцевых песчаников. Содержание кварца в них превышает 80%. Аксессуары минералы встречаются в значительном количестве (%): турмалин - 1, сфен - 1, рутил - 0,5, ильменит - 0,5, гранат, циркон. В песчаниках наблюдается свежий гиперстен в количестве 0,5%. Характерная особенность песчаников - наличие фосфатного цемента. Это мелкозернистый апатит, выполняющий поры в породе. За счет фосфатного минерала развивается кальцит. Самым поздним образованием является железистый карбонат. Отдельные прослои песчаников обогащены обломками обугленного растительного детрита и однообразно ориентированными кластическими слюдами.

В отложениях драговской свиты среднезернистые песчаники мезомиктово-кварцевого состава слагают основную массу пород этой толщи. Для них характерно наличие большого количества "закатышей" голубовато-серых мергелей. Аксессуары минералы представлены следующим рядом: гранат > сфен > ильменит > турмалин > циркон > апатит. Цемент пойкилитового, коррозионного типа, сложен зернистым кальцитом, иногда имеющим вид монокристаллов, включающих корродированные зерна и обломки пород и минералов. Промежутки между зернами иногда заполнены глауконитом. Из аутигенных минералов отмечен пирит.

В зоне Пеннинских утесов среднезернистые песчаники представляют основную массу пород, залегающих над базальными конгломератами вульховчикской свиты. Это мезомиктовые кварцевые песчаники, сложенные угловатыми и полугловатыми обломками кварца, плагиоклаза, калишпата, обломками кварцитов, слюдистых сланцев, яшм, известняков. В ничтожном количестве отмечены биотит, мусковит, хлорит. Цементирующая масса представлена кальцитом. Тип цементации базальный. По кальциту нередко развивается более поздний железистый карбонат в виде кристаллов ромбоэдрической формы.

Своеобразным составом отличаются среднезернистые песчаники, широко распространенные в составе флиша вульшавской свиты. Это граувакковые песчаники, обломочная часть которых сложена в основ-

ном окатанными и полукатанными обломками известняков, реже — кремнистых пород и кварцитов, составляющих 65%. В породах отмечены (%): кварц — 18, плагиоклаз — 2, калишпат, гидробиотит — 8, мусковит, лейкоксен. Цемент контактового типа представлен кальцитом с небольшой примесью гидрослюда.

Мелкозернистые песчаники повсеместно распространены во флишевых толщах эопена; однако, как правило, они не образуют мощных пачек, а наблюдаются в виде маломощных (8–15 см) прослоев в чередовании с аргиллитами и алевролитами в пакетах мелкоритмичного флиша. Кроме того, образуют прослои в среднезернистых песчаниках. Часто мелкозернистые песчаники характеризуются тонкой слоистостью, обусловленной послойной концентрацией органического материала и кластических слюд.

В пределах Черногорской зоны мелкозернистые песчаники встречаются обычно в пачках тонкоритмичного флиша в отложениях гнилецкой и пробийненской свит. В составе гнилецкой свиты в песчаниках обнаружено разнообразие типов даже в пределах одного обнажения. По составу обломочной части они принадлежат граувакковым аркозам, собственно аркозам и полевошпат-кварцевым песчаникам. Содержание кварца в этих породах составляет 36–90%, полевых шпатов — от единичных зерен до 43%, обломков кварцитов, кремнистых пород, известняков — 1–10%. Иногда в песчаниках наблюдаются скопления однообразно ориентированных чешуек мусковита и биотита. Акцессорные минералы представлены гранатом, сфеном, турмалином, рутилом, цирконом. В породах обнаружен глаукоцит, содержание которого резко повышается в полевошпат-кварцевых песчаниках. Из аутигенных минералов отмечены пирит и кварцин, заполняющие в виде радиально-лучистых агрегатов поры и пустоты в породах. Цемент в песчаниках контактового, базального, иногда коррозионного типов представлен кальцитом.

В составе пробийненской свиты мелкозернистые песчаники обычно наблюдаются в чередовании с алевролитами и среднезернистыми песчаниками. По составу обломочной части среди них выделяются кремнекласитово-кварцевые песчаники и полевошпат-кварцевые углистые граувакки. Цементирующей массой песчаников является кальцит, составляющий около 40% по объему, содержащий раковины фораминифер. Иногда кальцит образует в песчанике почти мономинеральные субпараллельные прослои, что обуславливает появление полосчатой текстуры. В углистых граувакках органическое вещество и слюды

обогащают породу послойно. В связи с этим возникают тонко-, часто косослоистые текстуры. В породах развиваются микроконкреции пирита. Обломочные компоненты породы сцементированы кальцитом, тип цементации контактовый.

В пределах Дуклянской зоны мелкозернистые песчаники широко распространены лишь в составе сольских слоев, в меньшей мере — ужокских. В остальных случаях они образуют редкие прослои среди среднезернистых песчаников, алевроитовых известняков и других пород. В отложениях стричавских слоев мелкозернистые песчаники образуют единичные прослои среди среднезернистых песчаников. Это равномерно-зернистые кварцитовидные песчаники, содержащие свыше 85% кварца. При этом в большинстве случаев кварцевые зерна сочленяются выпукло-вогнутыми контактами. Акцессорные минералы в породах концентрируются послойно и представлены турмалином (1% состава обломочной части), рутилом (1%), цирконом и гранатом. Песчаники относятся к типу кремнекластито-кварцевых.

Такие же по составу песчаники в толще дугских слоев образуют единичные прослои среди резко преобладающей массы алевроитовых известняков. Это равномерно-зернистые песчаники, в которых кроме кварца отмечены плагиоклаз (2%), обломки метаморфических пород и обугленного детрита (9%), слюды (1%). Акцессорные минералы — циркон, турмалин — обогащают породу послойно. Так же послойно размещаются с акцессорными минералами скопления микроконкреций пирита. Базальный коррозионный кальцитовый цемент составляет 44% по объему. В качестве цемента наблюдается также глауконит. Сходным составом характеризуются мелкозернистые кремнекластито-кварцевые песчаники из ставнянских слоев, где они образуют прослои среди среднезернистых песчаников. Характерной особенностью является высокое содержание в них сфена. В ужокских слоях мелкозернистые мезомиктовые кварцевые песчаники, чередуясь с прослоями алевролитов и аргиллитов, входят в состав пакетов тонкоритмичного флиша, зажатых среди прослоев среднезернистых песчаников. Среди акцессорных минералов в породах резко преобладает лейкоксен, содержание которого в некоторых местах превышает 5%; кроме того, отмечены циркон и гранат. Среди аутигенных минералов обнаружен пирит, образующий конкреции и заполняющий раковины фораминифер, кварцин и анатаз, развивающийся за счет лейкоксена. Цементирующим материалом является кальцит.

Мелкозернистые песчаники в сольских слоях представляют основную массу пород этой тонкоритмичной флишевой толщи. Кварцито-видные кремнекласитито-кварцевые песчаники характеризуются очень выдержанным составом на всей площади своего развития. Особенностью этих песчаников является аномальное (8-13%) обогащение их аксессуориями, главным образом титановыми минералами. В целом соотношение аксессуарных минералов таково: сфен + лейкоксен > турмалин > гранат > апатит > циркон. Располагаются аксессуарные минералы обычно равномерно, реже - в виде прослоев, обуславливая этим появление микрослоистой текстуры. На контакте между кластическими зернами развиваются в ничтожном количестве агрегаты хлорита и гидрослюда. Прожилки в песчаниках сложены удлинённо-призматическими кристаллами аутигенного кварца.

В составе гуснянских слёев мелкозернистые песчаники встречаются в виде прослоев мощностью 3-4 м среди пачек тонкоритмичного флиша. По составу обломочной и цементирующей части песчаники аналогичны мезомиктовым кварцевым песчаникам из ужокских слёев. Песчаники из гуснянских слёев отличаются широким развитием в них пирита и кварца. Многочисленные трещины в породах выполнены кристаллами кальцита.

В отложениях злинской свиты (Магурская зона) в мелкозернистых песчаниках, как и в среднезернистых, обнаружено большое разнообразие типов. Основную массу составляют кремнекласитито-кварцевые песчаники с глауконито-кремнистым цементом и развивающимся по нему кальцитом. Есть песчаники с карбонатным цементом пойкилитового, коррозионного типа. Среди песчаников отмечены кварцито-видные разновидности, в которых нет цементирующего материала, и кварцевые зерна сочленяются друг с другом выпукло-вогнутыми контактами. Кроме кварца (80%) в породах содержатся (%): плагиоклаз - 4, мусковит - 5, гидробиотит - 8, обломки обугленного растительного детрита - 2, которые обычно приурочены к местам скопления слюдистых минералов. Из аксессуарных минералов преобладают лейкоксен и сфен (1,5% состава породы); в заметном количестве обнаружен турмалин (0,5%).

В пределах Мармарошского массива и зон Утеоов мелкозернистые песчаники эопена редко образуют сколько-нибудь значительные толщи.

В отложениях великобанской свиты мелкозернистые песчаники образуют единичные прослои в верхней части свиты, где они чередуют-

ся с аргиллитами и известняками. Это разнозернистые кварцевые граувакки с высоким содержанием (40–43%) кальцитового цемента базального типа.

В пестроцветном мелкоритмичном флише шопурской свиты мелкозернистые песчаники широко развиты и образуют прослой мощностью 2–8 см, чередующиеся с прослоями алевролитов, алевритовых известняков, аргиллитов. Среди отложений, развитых в бассейне р. Лужанки, мелкозернистые песчаники образуют прослой мощностью 50–70 см. По составу обломочной части породы относятся к кремнекlastито-кварцевым разностям. Акцессорные минералы представлены следующим рядом: ильменит > сфен > рутил > турмалин > циркон. В некоторых местах обнаружен глаукоцит. Цементирующая масса сложена смесью гидрослюда и кальцита. Породы секутся многочисленными кальцитовыми прожилками. В отложениях, развитых в бассейне р. Лужанки, мелкозернистые песчаники содержат кальцитовый цемент в количестве до 35%. Тип цементации базальный, коррозионный. Мелкозернистые песчаники сходного состава образуют единичные маломощные прослой среди аргиллитов и известняков меговской свиты. Это равномернозернистые породы, содержащие обычно тонкие линзовидные прослойки глинистых пород, преобразованных в филлитовидные аргиллиты. Их отличительная особенность – наличие в качестве цемента фосфатного минерального агрегата.

В отложениях драговской свиты мелкозернистые песчаники распространены широко и образуют мощные толщи, связанные постепенными переходами со среднезернистыми песчаниками. Песчаники равномернозернистые, по составу кlastической части соответствуют полевошпат-кварцевым разностям. Акцессорные минералы отмечены в виде следующего ряда: ильменит > сфен > турмалин > циркон > рутил. Цемент кальцитовый, контактового типа.

Мелкозернистые песчаники вульховчякской свиты встречаются в виде маломощных прослоев в составе пачек тонкоритмичного флиша, зачатых среди пластов средне- и крупнозернистых песчаников. В этих равномернозернистых кремнекlastито-кварцевых песчаниках кроме кварца содержатся обломки кварцитов, кремнистых пород, обугленного детрита (до 10%), плагиоклаз, биотит, мусковит. Цемент пойкилитового типа, представлен кальцитом.

Следует отметить, что в целом в песчаниках из эоценового флиша наблюдается очень низкая степень окатанности обломочного материала.

Основная масса песчаников олигоценового возраста относится к группе кремнекlastито-кварцевых песчаников. Наиболее высокое содержание кварца отмечено в породах из кросненских и маловыженских слоев (верхи олигоцена). В песчаниках из менилитовых слоев наблюдается более высокое содержание полевых шпатов (рис. 17).

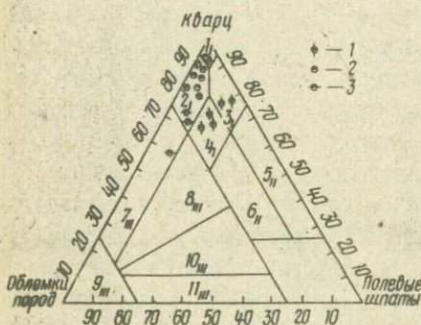


Рис. 17. Положение фигуративных точек состава песчаников из олигоценовых отложений на классификационной схеме. Слой: 1 — менилитовые, 2 — дусинские, 3 — кросненские.

Песчаники в олигоценовых отложениях известны только в пределах Дуклянской зоны. Среди них выделены средне- и мелкозернистые разновидности.

В менилитовых слоях среднезернистые песчаники образуют единичные прослои различной мощности (редко до 50 см) среди мелкозернистых песчаников. Это равномернозернистые породы, в которых зерна и обломки пород и минералов характеризуются низкой степенью окатанности (угловатые и полуугловатые). В составе обломочной части отмечены (%): кварц — 78–80, плагиоклаз — 8–11, микроклин — 4–6, обломки метаморфических и осадочных пород (кварцита и кремнистые породы), слюды (биотит, мусковит, фуксит) — 5–6. Акцессорные минералы представлены следующим рядом: гранат > циркон > сфен. Цементирующая масса образована мелкозернистым агрегатом кремнистого вещества, иногда корродирующего и замещающего кlastические зерна в породах. В цементе есть примесь гидрослюды; здесь также развивается вторичный карбонат. В песчаниках наблюдается глаукоцит (до 5%) сингенетичный и более поздней генерации, цементирующий наряду с кремнистым веществом кlastические зерна. По составу породы соответствуют полевошпатовым песчаникам.

В дусинских слоях единичные прослои среднезернистых песчаников мощностью 10–25 см наблюдаются среди алевролитов и глинистых фтанитов в толщах, развитых в бассейне р. Турьи. Это равномерно-

зернистые породы, которые по составу обломочной части соответствуют кремнекlastито-кварцевым песчаникам. Акцессорные минералы представлены следующим рядом: сфен > гранат > циркон > турмалин > апатит. Цемент контактово-поровый, в некоторых местах коррозионный, составляет 24-28% и сложен кальцитом, среди которого сохраняются участки первичного кремнистого цемента. Породы секутся кальцитовыми прожилками. Голубовато-серые среднезернистые песчаники наряду с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами составляют основную массу флишевых толщ верхов олигоцена, известных под названием красненских слоев, где они образуют прослой самой разнообразной мощности. Среди песчаников выделяются слюдястые, глауконитовые и кварцитовидные разновидности. Слюдястые песчаники обычно характеризуются отчетливо выраженной микрослоистой параллельной или косоволнистой внутренней текстурой, которая подчеркивается тонкими слоями, обогащенными углефицированными частицами растительного детрита. Содержание слюдястых минералов (мусковит, гидробиотит) достигает 25%, органического материала - 15%. В этих кварцевых граувакковых породах в промежутках и за счет кlastических зерен развивается кальцит. В глауконитовых песчаниках количество глауконита достигает 10-12%, цемент в породах кремнистый. Обнаружен вторичный карбонат. В кварцитовидных песчаниках зерна сочленяются выпукло-вогнутыми контактами. Изредка в порах развиваются радиально-лучистые агрегаты бесцветного хлорита (пеннин). Во всех разновидностях песчаников обломки пород представлены кварцитами и кремнистыми породами, акцессорные минералы - сфеном, цирконом, турмалином.

Мелкозернистые песчаники более широко развиты, чем среднезернистые, и обычно соответствуют по составу последним.

В менилитовых слоях мелкозернистые песчаники образуют прослой мощностью 10-12 см среди алевролитов и кремнистых пород.

Песчаники обычно содержат углефицированные обломки обугленного детрита и имеют микрослоистую текстуру. По составу они аналогичны среднезернистым песчаникам, отличаясь более высоким содержанием акцессорных минералов и широким развитием пирита.

В отложениях дусинских слоев мелкозернистые песчаники образуют прослой мощностью 10-15 см среди аргиллитов и карбонатных пород. Это кремнекlastито-кварцевые разновидности с кальцитовым цементом пойкилитового типа, среди которых отмечаются участки реликтового гидрослюдисто-кремнистого цемента.

Мелкозернистые песчаники слагают основную массу наддусинских слоев. По составу они аналогичны таковым из дусинских слоев. Отличительной чертой наддусинских песчаников является высокое (до 48%) содержание кальцитового цемента, благодаря чему породу можно считать переходной от песчаника к песчаному известняку.

В кросненских слоях среди алевролитов и аргиллитов мелкозернистые песчаники развиты широко в виде прослоев мощностью 20-30, реже - до 60 см. Повсеместно породы секутся густой сетью кальцитовых прожилков. Это равномернозернистые кремнекластито-кварцевые песчаники с кальцитовым цементом, среди которого сохраняются участки, сложенные первичным кремнистым цементирующим материалом. В породах всегда находится глауконит. Акцессорные минералы представлены следующим рядом: турмалин > сфен > циркон. В меньшем количестве среди мелкозернистых песчаников отмечены кварцитовидные глауконитовые песчаники с содержанием кварца до 86, глауконита - до 10%. Породы характеризуются кварцитовидной структурой и регенерационным типом цементации. В незначительном количестве в песчаниках развивается вторичный кальцит.

#### Алевролиты

В толще мел-палеогеновой флишевой формации как в разрезе, так и на площади алевролиты характеризуются общими чертами в отношении вещественного состава и текстурных признаков, что дает основание рассматривать их как продукты каких-то одинаковых гидродинамических условий, господствующих при отложении этого элемента флишевого ритма.

Отличительными особенностями алевролитов является резкое увеличение содержания минералов слюд (мусковит, биотит, гидробиотит), обломков обугленного растительного детрита и минералов тяжелой фракции. Повсеместно отмечается высокое (25-45%) содержание цементующей массы, представленной чаще всего кальцитом, реже - кремнистым веществом и гидрослюдой.

В нижнем меду, в составе флишевых толщ раховской свиты, алевролиты широко распространены только в пределах центрального и северо-западного районов. Породы встречаются обычно в тонком переслаивании с аргиллитами либо песчаными известняками. Характерной особенностью алевролитов является широкое развитие косоволнистых текстур, появление которых связано с обогащением отдельных прослоев углистым материалом либо с изменением гранулометрического состава породы. Породы обычно плохо сортированы. По составу

кластогенных компонентов алевролиты аналогичны мелкозернистым песчаникам. Соотношение основных устойчивых минералов здесь имеет такой вид: циркон > апатит > турмалин либо циркон > турмалин > рутил. Спорадически в породах отмечается монацит. Для алевролитов характерно высокое содержание цемента (30-45% состава породы), представленного кальцитом, по которому в некоторых местах развиваются микроконкреции пирита.

Алевролиты – наиболее распространенная группа пород в разрезах флиша белотисенской свиты юго-восточного района и, особенно в бассейне р. Белый Черемош. В центральном и северо-западном районах их количество во флише заметно сокращается. Алевролиты – это породы, где необыкновенно широко проявились подводно-оползневые деформации с образованием сингенетичных складок оползания. Почти повсеместно в них можно наблюдать различные виды косоволистой слоистости, вызванной послойной сегрегацией слюдястых минералов либо органического вещества. В алевролитах района среднего течения р. Черный Черемош часто отмечается микрокосоволистая слоистость, обусловленная послойной концентрацией сфена, рутила, циркона, ильменита. На нижней поверхности прослоев местами наблюдаются слепки борозд размыва.

Алевролиты сложены теми же компонентами, что и песчаники. Однако соотношение терригенных минералов и цементирующей массы колеблется в них в широких пределах. Содержание кварца в алевролитах составляет 40-80%, слюдястых минералов – 4-35, обломков обугленного растительного детрита – 1-25%. Общей чертой алевролитов является увеличение содержания слюдястых минералов, как образующих сегрегации, так и равномерно рассеянных в основной массе породы. Главными аксессуарными минералами в породах являются турмалин, реже – циркон. Цементирующая масса представлена кальцитом. Количество его колеблется от 15 до 40%.

В составе шипотской свиты алевролиты распространены ограниченно, и в отличие от песчаников имеют преимущественно карбонатный цемент. Они образуют редкие прослои мощностью 2-5 см среди аргиллитов в отдельных обнажениях бассейнов рек Черного Черемоша, Яловичоры, Черной Тисы. Породы тонкоплитчатые, темно-серого цвета. Для них характерна тонкая горизонтальная, реже – косоволистая слоистость, обусловленная послойной сегрегацией слюдястых минералов и обугленного растительного детрита. Главная составная часть алевролитов – кварц, количество которого 63-80%. Незначи-

тельную примесь составляют полевой шпат, мусковит, глауконит, хлорит, турмалин. Содержание кальцитового цемента достигает 20–35%. Тип цементации коррозионный.

В толще кремнистых аргиллитов нижнешипотской подсвиты, развитой в верхнем течении р. Яловичоры, отмечены алевролиты с гидрослюдистым цементом. В этих породах обнаружено высокое содержание плагиоклаза (до 20%), а также нехарактерный для алевролитов шипотской свиты довольно разнообразный набор аксессуарных минералов: гранат, циркон, апатит, сфен, лейкоксен, ильменит, рутил, ксенотим. Цемент составляет в среднем 15% и образован агрегатом светло-бурой гидрослюда.

В отложениях соймкульской свиты алевролиты и алевроитовые песчаники весьма развиты. Они особенно широко распространены в отложениях зоны Мармарошских утесов. В верхних горизонтах соймкульской свиты алевроитовые песчаники составляют около 40% всех пород. Алевролиты развиты только в нижних частях соймкульской свиты, где они нередко достигают 50% объема толщи пород. В районе г. Кобылы алевролиты наблюдаются в тонком переслаивании с аргиллитами. В основном это плотные, слоистые породы серого, темно- и буровато-серого цвета со значительной примесью бесцветной слюды. Алевролиты сложены следующим комплексом терригенных минералов: кварц, плагиоклаз, мусковит, гидробиотит, хлорит, турмалин, рутил, сфен, циркон, гранат, лейкоксен, ильменит. Повсеместно в заметном количестве отмечены обломки обугленного растительного детрита. В большинстве пород цемент кальцитовый. Количество его нередко достигает 50% состава породы, которую можно рассматривать как переходную к алевроитовым известнякам. Иногда вместе с кальцитом встречается гидрослюда. Из аутигенных минералов отмечен пирит.

Алевролиты обнаружены также в верхних частях верхнемелового разреза Суховской зоны, где они образуют прослой мощностью 1–3 см и переслаиваются со среднезернистыми песчаниками терешовской свиты. Алевролиты отличаются темно-серым цветом. Это обусловлено значительной примесью углистого материала. В породах обнаружены различные типы косо волнистой слоистости благодаря послойной концентрации слюдястых минералов и углистого вещества. В заметном количестве отмечен пирит. Цемент контактово-порового типа представлен кремнистым веществом и гидрослюдой.

В отложениях яловецкой свиты алевролиты распространены широко. Они обычно образуют прослой мощностью 1–8 см среди аргиллитов.

По составу цементирующей массы среди алевролитов различают гидрослюдистые и кремнистые. Для пород характерна тонкая слоистость — обычно горизонтальная, реже — косоволнистая. Слоистость обусловлена послонной сегрегацией слюдястых минералов и органического вещества, иногда — концентрацией аксессуарных минералов (бассейн р. Пробийной). В алевролитах содержится до 80% кварца, а также плагиоклаза и слюд (20%). Особенно высокие содержания мусковита и гидробиотита (до 30%) отмечены в алевролитах центрального района. В породах обнаружены также хлорит, глауконит, пирит. Соотношение главных аксессуарных минералов по сравнению с песчаниками различно и имеет следующий вид: циркон > турмалин > гранат. В породах юго-восточного района отмечены сфен, лейкоксен, рутил, апатит.

Цемент обычно базального типа, представлен гидрослюдой либо кремнистым веществом.

Алевролиты слагают значительную часть пачек тонкоритмичного флиша, залегающего среди прослоев массивных песчаников черногорской свиты. Породы тонкоплитчатые, плотные, с тонкой горизонтальной слоистостью. Кроме кварца и плагиоклаза, в алевролитах содержатся слюдястые минералы (биотит и мусковит), количество которых иногда достигает 40%. Аксессуарные минералы — лейкоксен, циркон, гранат — концентрируются в пределах определенных прослоев, что выражается в виде микрослоистости. По составу цемента среди алевролитов различаются карбонатные и кремнистые разновидности. Количество цементирующей массы достигает 15–20%.

Алевролиты в составе березнянской свиты наиболее широко развиты в отложениях бассейна р. Люты. Они совместно с аргиллитами составляют основную массу флишевой толщи нижнеберезнянской свиты, а также встречаются в пачках тонкоритмичного флиша среди прослоев массивных песчаников верхнеберезнянской подсвиты. Породы тонкоплитчатые серого либо зеленовато-серого цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, вызванной послонной сегрегацией органического материала и слюд. В алевролитах часто отмечаются следы подводно-оползневых деформаций. Терригенная часть в них сложена кварцем, плагиоклазом, биотитом, мусковитом, хлоритом, обломками обугленного растительного детрита. Аксессуарные минералы представлены следующей ассоциацией: турмалин > гранат > циркон > рутил. Содержание кальцитового цемента в породах достигает 15–20%. В некоторых местах кальцитовый материал образует самостоятельные прослои в алевролитах. С органическим веществом связано образование мелкоглобулярного пирита.

В отложениях палеоцена алевролиты образуют маломощные (3–10 см) прослои либо входят в состав пачек тонкоритмичного флиша среди песчаников лютской свиты и палеоценовых песчаников гнилецкой свиты, а также образуют единичные прослои среди пестроцветов беловежской свиты. Алевролиты неравномернозернистые, иногда характеризуются тонкой слоистостью, вызванной послойной сегрегацией слюдистых минералов и органического вещества. Наблюдается большое разнообразие типов слоистости, связанное с характером гидродинамического режима в период седиментогенеза. Характерная особенность алевролитов – большое количество цемента (45–48%), представленного карбонатным либо карбонатно–кремнистым и кремнистым веществом. Породы характеризуются переменным составом и при увеличении содержания цементирующей массы превращаются участками в карбонатные, кремнистые и карбонатно–кремнистые породы с примесью алевролитового материала. Обломочная часть представлена кварцем, плагиоклазом, и минералами слюды. Из аксессуарных минералов отмечены циркон и турмалин, среди аутигенных – пирит, а также неправильные выделения и микроконкреции гематита. В алевролитах из беловежской свиты цемент представлен пятнистым карбонатом, который при выветривании преобразуется в минералы гидроокислов железа. Иногда в породах по кальцитовому цементу развиваются бурые ромбоэдрические кристаллы железистого карбоната.

Алевролиты – широко распространенная группа пород в составе эоценового флиша южного склона Карпат. В большинстве случаев алевролиты характеризуются тонкой слоистостью, вызванной послойной сегрегацией минералов тяжелой фракции, образующих в этих породах аномально высокие концентрации, а также однообразно ориентированных слюдистых минералов и углистого вещества. Наиболее распространенным цементирующим материалом в породах являются кальцит и гидрослюдисто–кремнистая масса. Зерна породообразующих обломочных минералов в алевролитах обычно угловатые; аксессуарные минералы полукатаны либо окатаны.

В эоценовых отложениях Черногорской зоны алевролиты широко развиты во флишевых толщах гнилецкой и пробийненской свит, где они образуют маломощные прослои среди среднезернистых песчаников, развиваются на контакте песчаных прослоев и аргиллитов, а также залегают среди глинистых и кремнистых пород. Алевролиты гнилецкой свиты характеризуются переменным составом благодаря неравномерному обогащению кластическим материалом. По составу цемента различа-

ются алевролиты с карбонатным и гидрослюдасто-кремнистым цементом. В последних наблюдаются прослойки филлитовидных и кремнистых аргиллитов. Количество цементирующей массы в алевролитах составляет 38-47%. Среди аксессуарных минералов преобладают титановые минералы (лейкоксенизированный ильменит, сфен, рутил), реже встречаются циркон, турмалин. Эти минералы концентрируются в пределах определенных прослоев, обуславливая появление тонкослоистых текстур.

В отложениях пробийненской свиты состав алевролитов аналогичный. В отдельных случаях встречаются разности с высоким (35%) содержанием тонколистовой гидрослюда, которая играет роль цементирующей массы. Послойная концентрация кластических слюд и обломков обугленного растительного пектина вызывает появление слоистой текстуры.

В отложениях Дуклянской зоны алевролиты в различных слоях и горизонтах распределяются по-разному. В стричавских слоях они образуют редкие маломощные прослойки среди песчаных и глинистых пород. Породы равномернозернистые. Обломочная часть представлена кварцем и слюдами; цемент кальцитовый или кремнистый. В алевролитах наблюдаются многочисленные "закатыши" аргиллитов. В волоснянских слоях алевролиты образуют единичные прослойки среди алевролитовых известняков; кроме кварца и слюд содержат глауконит. Аксессуарные минералы - ильменит, лейкоксен, циркон - концентрируются послойно. Цементирующая масса составляет 35-42% и представлена кальцитом.

В ставнянских слоях алевролиты наблюдаются вместе с кремнистыми аргиллитами в составе подстилающих гравелито-песчаные толщи пачек пестроцветного тонкоритмичного флиша. Структура пород алевролитовая, иногда алевропеллитовая. Алевролиты неравномерно обогащаются терригенным материалом. Есть участки, которые по соотношению цементирующей массы и кластического материала соответствуют алевролитовым кремнистым аргиллитам. Аксессуарные минералы составляют 3% объема пород и представлены следующим рядом: сфен > лейкоксен > циркон. Содержание цементирующего материала достигает в алевролитах 40%. Состав его - агрегат однообразно ориентированной гидрослюда и кремнистое вещество.

Широко развиты алевролиты в виде тонкослоистых, нередко давленных прослоев в ужокских отложениях. По составу цемента среди них выделяются алевролиты с карбонатным, кремнистым и гидрослюдасто-кремнистым цементом. Количество цементирующей массы обычно составляет 22-40%. 5% составляют аксессуарные, главным образом тя-

тановые, минералы, концентрирующиеся в пределах отдельных прослоев. Местами алевролиты богаты обломками углистого материала. Послойное расположение обломков обугленного детрита и минералов тяжелой фракции обуславливает появление тонкослоистой структуры.

Следует отметить, что в породах, где наблюдается значительная концентрация акцессорных минералов, обычно нет скоплений углистых обломков, и наоборот. Алевролиты наряду с мелкозернистыми песчаниками – наиболее распространенные породы во флишевых образованиях соляных слоев. В породах содержатся обломки глинистых фтанитов, а также наблюдаются тонкие субпараллельные прослои кремнистых аргиллитов. Преобладают алевролиты с хлоритовым цементом. Кроме того выделяются алевролиты с гидрослюдисто-кремнистым, кремнистым цементом и лишенные такового (кварцитовидные разности). Содержание цемента достигает 25–45%. Породы часто обнаруживают тонкую слоистость, обусловленную послойной концентрацией минералов тяжелой фракции (главным образом титановых) (фото I) или обломков обугленного растительного детрита.

В отложениях Магурской зоны алевролиты отмечены в осадках беловежской и злинской свит. В верхней части беловежских отложений они образуют прослои мощностью 3–5 см. Среди алевролитов различают разности с глауконито-гидрослюдистым и с карбонатным цементом. В отличие от алевролитов Дуклянской зоны здесь акцессорных минералов, в частности титановых минералов, меньше. Обычно минералы тяжелой фракции представлены следующим рядом: циркон > сфен > турмалин. Содержание цементирующей массы в алевролитах 35–40%. Карбонатные алевролиты на некоторых участках переходят в алевроитовые известняки.

В отложениях злинской свиты алевролиты, как и мелкозернистые песчаники, – наиболее распространенные породы и образуют прослои мощностью 3–8 см. Имея однообразный, типичный для алевролитов набор кластогенных минералов (кварц, плагиоклаз, слюды, хлорит), породы различаются по составу цемента. Есть алевролиты с кремнисто-кальцитовым цементом, где кальцит является вторичным минералом, развивающимся за счет кремнистой массы, и с глауконит-кремнистым цементом. Содержание цементирующей массы 20–40%. В цементе наблюдаются раковины радиолярий, в которых периферическая часть замещена кальцитом, а центральная – халцедоном. В алевролитах, развитых по ручью Великому (бассейн Ужа), отмечены значительные послойные концентрации акцессорных минералов (циркон >

сфен > турмалин). В единичных случаях в толще элиньских пород встречаются прослойки слюдистых алевролитов, сложенных наполовину агрегатом однообразно ориентированных кластических слюд и обломками обугленного растительного детрита. Эти породы отличаются слоистой текстурой.

В пределах Мармарошского массива и Мармарошских утесов алевролиты распространены ограниченно. Единичные прослойки этих пород мощностью 3–6 см встречаются среди тонколистватых аргиллитов в верхней части великобаньской свиты. В алевролитах развит кальцитовый цемент, количество которого достигает 36–38%. Кроме обычных главных породообразующих кластогенных минералов отмечены акцессорные минералы, составляющие 2–4% (по объему). Среди последних преобладают пирит и лейкоксен, образующие послойные концентрации, реже встречаются турмалин, сфен, циркон. Текстура пород тонкослоистая.

В отложениях шопурской свиты алевролиты развиты широко. Здесь они образуют прослойки мощностью 5–6 см среди глинистых фтанитов и аргиллитов, а также наблюдаются в виде пачек мощностью 10–30 см зеленовато-серого цвета среди песчаников (бассейн р. Апыццы). Среди алевролитов часто наблюдаются давленные разности. По составу цемента выделяются разности с гидрослюдисто-хлоритовым и кальцитовым цементом. Расположение минералов тяжелой фракции и обломков углистого вещества беспорядочное. Среди акцессорных минералов преобладают титановые минералы (сфен, лейкоксен, рутил), встречаются еще циркон и турмалин. Общее содержание акцессорных минералов достигает 4%. Алевролиты нередко содержат обломки аргиллитов и кремнистых пород. В кальцитовом цементе иногда развиваются более поздние агрегаты ромбоэдрических зерен железистого карбоната.

Алевролиты – широко распространенная группа пород в олигоценовом флише Дуклянской зоны. Они обычно темно-серого цвета. Алевролиты характеризуются отчетливо выраженной микрослоистой параллельной и косоволнистой внутренней текстурой, подчеркнутой тонкими слойками, обогащенными обломками углефицированного растительного детрита и слюд, либо акцессорными минералами, количество которых по сравнению с песчаниками здесь заметно больше. В менилитовых слоях алевролиты залегают в чередовании с кремнистыми породами и аргиллитами. Породы характеризуются косослоистой текстурой, обусловленной послойной концентрацией однообразно ориентированных слюд и органического материала, а также минералов тяже-

лой фракции (циркон, сфен, лейкоксен, турмалин). Цемент кремнисто-кальцитовый (кальцит — более позднее образование и развивается за счет кремнистого вещества) составляет 25–40%. Иногда в породах наблюдаются прожилки мощностью 1,0–1,5 мм, сложенные зернами кварца и агрегатами бесцветного хлорита — клинохлора.

В дусинских отложениях алевролиты образуют прослой мощностью 2–4 см среди аргиллитов, кремнистых и реже — карбонатных пород. В толщах, развитых в бассейне р. Пинии, они образуют мощные пачки среди кремнистых пород и кремнистых известняков. Это равномернозернистые, редко — тонкослойные породы, сложенные обычным для алевролитов набором минералов (кварц, плагиоклаз, слюды, обломки кварцитов и кремнистых пород, глауконит). Цементирующая масса представлена кальцитом, тип цементации коррозионный. На некоторых участках сохраняется первичный гидрослюдасто-кремнистый цемент.

Аналогичные по составу алевролиты отмечены в наддусинских слоях, где они образуют редкие прослой в мелкозернистых песчаниках, нередко — в тонком переслаивании с аргиллитами.

В красненских слоях алевролиты — наиболее распространенная группа пород. Это темного цвета давленные, тонкослойные породы, образующие прослой мощностью 10–15 и 20–25 см. Часто наблюдаются в тончайшем переслаивании с аргиллитами. Алевролиты повсеместно содержат примесь углефицированного растительного детрита и глауконит. Характерной особенностью пород является высокое содержание титановых минералов (лейкоксен, сфен), которые наряду с цирконом и турмалином, а также микроконкрециями пирита концентрируются в пределах определенных прослоев. Цемент в породах кремнисто-кальцитовый. В слюдистых разностях алевролитов содержание гидробиотита и мусковита достигает 28–32%.

### Глинистые породы

Глинистые породы повсеместно распространены во флишевых толщах, но по объему намного уступают песчаникам. Обычно они образуют маломощные прослой в пачках тонкоритмичного флиша. По составу среди глинистых пород различаются алевритовые, кремнистые и туфогенные аргиллиты, в единичных случаях наблюдаются известковые разности. Часто отмечают филлитовидные аргиллиты.

При детальном изучении вещественного состава глинистых пород в пределах различных структурно-фациальных зон установлено, что прослой пород, макроскопически определяемые как "глинистые", в

большинстве случаев являются прослоями глинистых фтанитов. Подавляющая масса глинистых пород представлена кремнистыми аргиллитами, величина свободного кремнезема в которых достигает часто 35-45%.

В разрезе нижнего мела наиболее широко развиты аргиллиты в отложениях нижних частей раховской и шипотской свит.

В толще пород раховской свиты собственно аргиллиты встречаются очень редко. Наиболее распространены алевроитовые аргиллиты с содержанием кварца 20-30%. Кроме кварца отмечены зерна плагиоклаза, мусковит, а также мелкие обломки кварцитов и кремнистых пород. В породах повсеместно обнаружено органическое вещество в виде тонкодисперсного агрегата и угловатых обломков обугленных растительных остатков, по которым развивается мелкоглобулярный пирит. В отдельных случаях породы секутся прожилками магнетита. Глинистая составляющая в аргиллитах представлена ассоциацией гидрослюда + хлорит. В аргиллитах наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная либо сменой гранулометрического состава, либо послойной сегрегацией органического материала и слюдястых минералов. Структура пород алевропелитовая.

В центральном районе развития пород раховской свиты в районе г. Рахова количество прослоев аргиллитов превышает 60% состава флишевой толщи, а в бассейне Белой Тисы достигает 80-85% состава. Мощность прослоев аргиллитов составляет обычно 5-15 см, реже - 20-50 см. Обычно алевроитовые аргиллиты находятся в тонком переслаивании с алевролитами и алевроитовыми известняками.

Среди аргиллитов в некоторых местах обнаружены фаллитовидные разности с намечающейся сланцеватой текстурой. Породы характеризуются бластопелитовой до микролепидобластовой структурой, обусловленной субпараллельным расположением светлобурой гидрослюда (фото 2).

В составе белотисенской свиты аргиллиты наиболее широко распространены в пачках мелкоритмичного флиша центрального района. В этих пачках мощностью 15-30 см, обычно зажатых между прослоями массивных песчаников, кремнистые аргиллиты наблюдаются в тонком чередовании с алевролитами или алевроитовыми известняками. Основная масса аргиллитов сложена бурым агрегатом однообразно ориентированных чешуйчатых минералов с примесью кремнистого вещества. По данным термического и рентгеноструктурного анализов, породы представляют собой полиминеральные образования, составляю-

щими компонентами которых являются гидрослюда и хлорит. Кроме того наблюдаются зерна кластогенного кварца, обломки обугленного растительного детрита. Из аутигенных минералов обнаружен мелкоглобулярный пирит. В аргиллитах отмечена тонкоплитчатая отдельность. Структура в них пелитовая, в филлитовидных разностях — blastopelитовая.

Глинистые породы суховской свиты представлены кремнистыми аргиллитами, которые характеризуются серым, кирпично-красным, зеленовато-серым цветом. По минеральному и химическому составу породы достаточно однообразны. Основная масса пород сложена агрегатом светло-бурой мелкочешуйчатой гидрослюда с примесью кремнистого вещества. В аргиллитах постоянно встречается примесь (до 5%) кластического кварца и мусковита. Кирпично-красные разности пропитаны тонкодисперсными минералами гидроокислов железа. Породы характеризуются пелитовой, редко blastopelитовой структурой.

В разрезе шипотской свиты аргиллиты широко развиты в нижнешипотской подсвите, где слагают основную массу пород флишевой толщи. В отложениях верхнешипотской подсвиты аргиллиты образуют маломощные (2–5 см) прослои между пластами массивных песчаников. Аргиллиты обычно темно-серого или черного, реже — зеленого цвета. Эти плотные тонкоплитчатые породы, обогащенные органическим веществом, по составу соответствуют кремнистым аргиллитам. Основная масса аргиллитов представлена агрегатом субпараллельно расположенных чешуек гидрослюда с примесью тонкодисперсного органического вещества и кремнистого материала. Часто наблюдаемые обломки обугленного растительного детрита ориентируются субпараллельно чешуйкам гидрослюда. К ним приурочены образования глобулярного пирита. В глинистой фракции аргиллитов преобладают минералы типа диоктаэдрических гидрослюд, в качестве примеси зафиксирован хлорит, в единичных случаях — монтмориллонит.

Значительно реже отмечены филлитовидные аргиллиты. Породы представляют собой разновидность хорошо отмученных глинистых осадков, которые наблюдаются во флишевых толщах на контакте с кремнистыми аргиллитами. Породы представлены однородным агрегатом однообразно ориентированной гидрослюда без каких-либо примесей. Структура филлитовидных аргиллитов blastopelитовая.

В отложениях верхнего мела глинистые породы не образуют сколько-нибудь значительных масс. Они входят в состав пачек тонкоритмичного флиша и представлены главным образом кремнистыми

ми аргиллитами. Наиболее развиты они в отложениях нижеберезнянской подсвиты Дуклянской зоны.

В составе яловецкой свиты кремнистые аргиллиты распространены ограниченно и обычно переслаиваются с более широко развитыми глинистыми фтанитами. Это пестроцветные породы (красные, зеленые, серовато-зеленые), основная масса которых сложена агрегатом гидрослюда с примесью равномерно распределенного кремнистого вещества. Иногда глинистая масса пропитана тонкодисперсными минералами гидроокислов железа. Фракция  $< 0,001$  мм состоит преимущественно из гидрослюда, в меньшем количестве обнаружен хлорит. Примесь алевритовой размерности в аргиллитах (до 3%) представлена кварцем и мусковитом. В породах содержится глобулярный пирит. Кремнистые аргиллиты характеризуются пелитовой структурой. В филлитовидных разностях кремнистых аргиллитов структура бластопелитовая.

Аргиллиты довольно широко распространены в разрезе черногорской свиты и слагают основную часть пачек тонкоритмичного флиша. Кроме того, они выполняют карманообразные углубления в песчаниках. Это плотные породы голубовато-серого либо серого цвета. Наиболее распространены алевритовые разности аргиллитов с содержанием алевритовых частиц до 18%. Кластический кварц и слюды концентрируются послойно, что обуславливает появление микрослоистости в породах. По данным термического и рентгеноструктурного анализов, главным пороодообразующим минералом аргиллитов является гидрослюда, постоянно наблюдается примесь хлорита. Породы характеризуются алевропелитовой структурой.

Кроме алевритовых аргиллитов в пачках тонкоритмичного флиша встречаются известковые аргиллиты, переслаивающиеся с глинистыми фтанитами.

В отложениях березнянской свиты глинистые породы представлены кремнистыми аргиллитами. Это темно-серые, тонкоплитчатые породы, поверхность которых часто испещрена ходами илоедов. Мощность прослоев составляет 3-5 см. Породы сложены агрегатом беспорядочно ориентированной гидрослюда с примесью кремнистого вещества, количество которого весьма различно. В аргиллитах отмечен органический материал в виде тонкодисперсной массы и обломков обугленного растительного детрита. Кремнистые аргиллиты связаны постепенными переходами с глинистыми фтанитами.

Глинистые породы среди существенно песчаной толщи бачавской свиты развиты ограниченно. Они представлены кремнистыми аргилли-

тами, переслаивающимися с кремнистыми породами в пачках, зажатых между пластами массивных песчаников. Аргиллиты зеленовато-серого, серого и черного цвета. Породы тонкоплитчатые, иногда давленные, характеризуются скорлуповатой отдельностью. Они сложены пятнисто расположенными агрегатами гидрослюда и кремнистого вещества.

В толщах палеогенового флиша глинистые породы представлены также преимущественно кремнистыми аргиллитами. По составу это полиминеральные образования, в которых, в отличие от аргиллитов мелового возраста, преобладают смешанно-слоиные минералы типа гидрослюда - монтмориллонит. Монтмориллонит - преобладающий компонент в глинистых породах палеогена Магурской и Пенинской зон и зоны Подгаля.

Аргиллиты развиты ограниченно в составе палеоценовой флишевой толщи, образуя единичные прослой в составе тонкоритмичных пачек гнилецкой свиты (ее палеоценовой части) и среди пестроцветных образований беловежской свиты. Аргиллиты представлены филлитовидными разностями с бластопелитовой, а иногда и микролепидобластовой структурой. Основная масса пород представлена агрегатом бурой (до бесцветной) однообразно ориентированной гидрослюда. При рентгеноструктурном исследовании фракции  $< 0,001$  мм установлено, что они являются полиминеральными образованиями. В их составе обнаружены смешанно-слоиные образования типа гидрослюда - монтмориллонит и гидрослюда - каолинит. В породах отмечена примесь (2-5%) кластического кварца, обломков обугленного растительного детрита. В некоторых местах развиты мелкие конкреции, сложенные минералами гидроокислов железа.

В эоценовом флише Черногорской зоны кремнистые аргиллиты вместе с кремнистыми породами образуют пачки тонкоритмичного флиша мощностью 0,3-1,0 м, зажатые среди песчаных пород. В составе гнилецкой свиты аргиллиты развиты ограниченно. Это голубовато-серые породы с пелитовой, а в филлитовидных разностях - бластопелитовой структурой. Глинистая составляющая представлена смешанно-слоиным минералом состава гидрослюда - монтмориллонит, гидрослюдой и каолинитом. В породах также отмечена примесь кластического кварца и обломков обугленного растительного детрита (2-6%). В отложениях пробийненской свиты состав аргиллитов аналогичен.

В пределах Дуклянской зоны аргиллиты развиты лишь в отложениях ставнянских, сольских и вышковских слоев. В ставнянских сло-

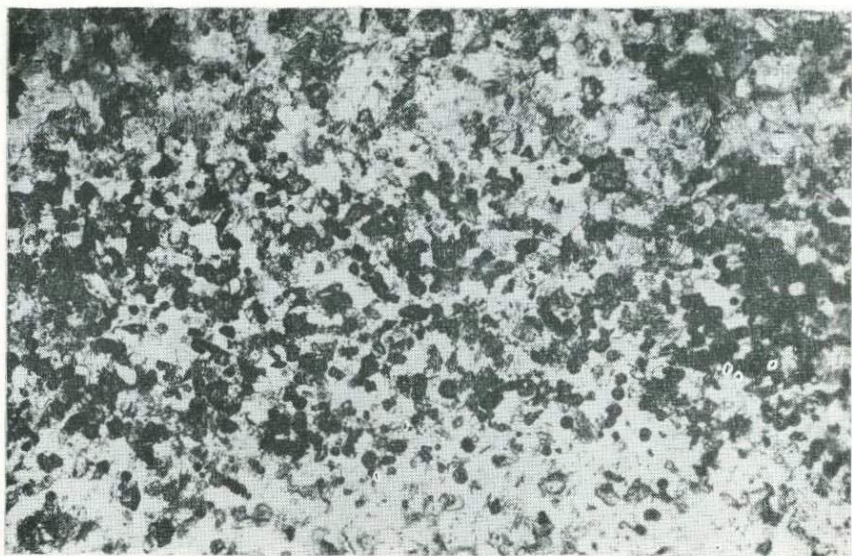


Фото 1. Скопления акцессорных минералов в песчаниках из соляских слоев.  
Ув. 90, без анализатора.



Фото 2. Бластопелитовая структура филлитовидного аргиллита. Ув. 90, николи скрещенные.



Фото 3. Структура туфогенного аргиллита. Ув. 90, без анализатора.

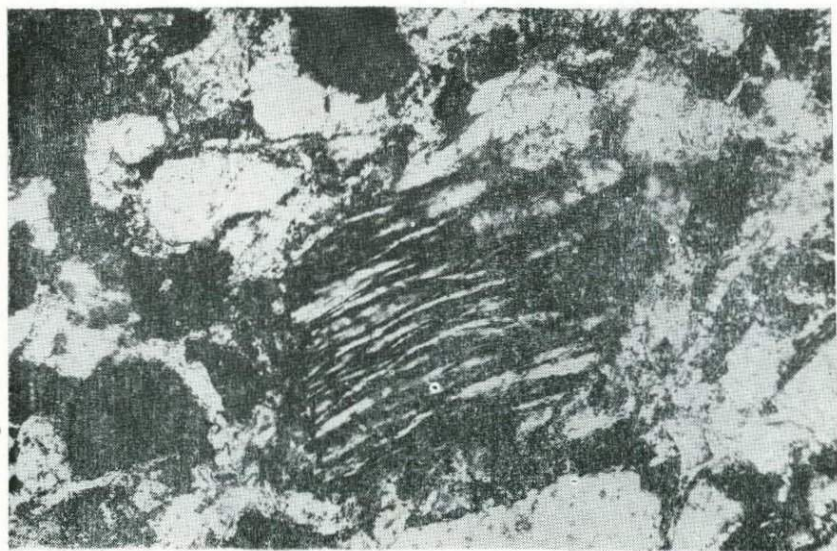


Фото 4. Кварц «мармарошского» типа. Ув. 120, николи скрещенные.

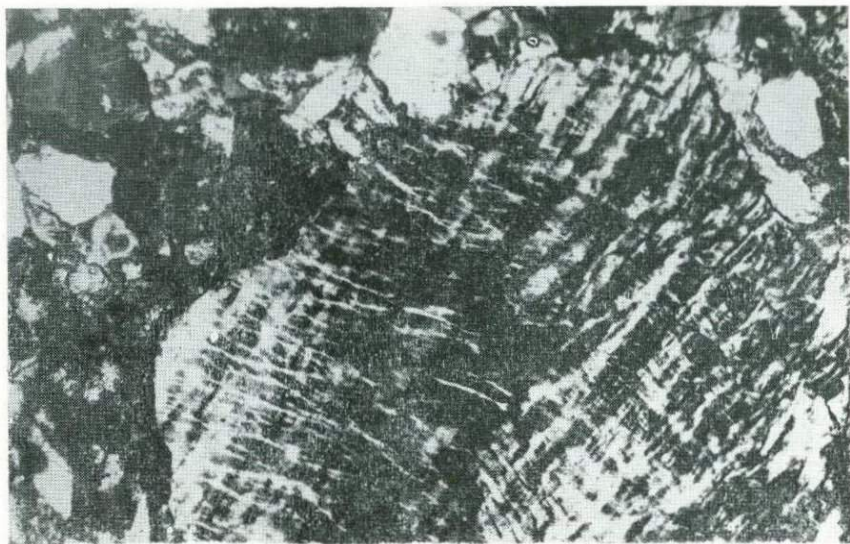


Фото 5. Кварц «мармарошского» типа. Ув. 120, николи скрещенные.

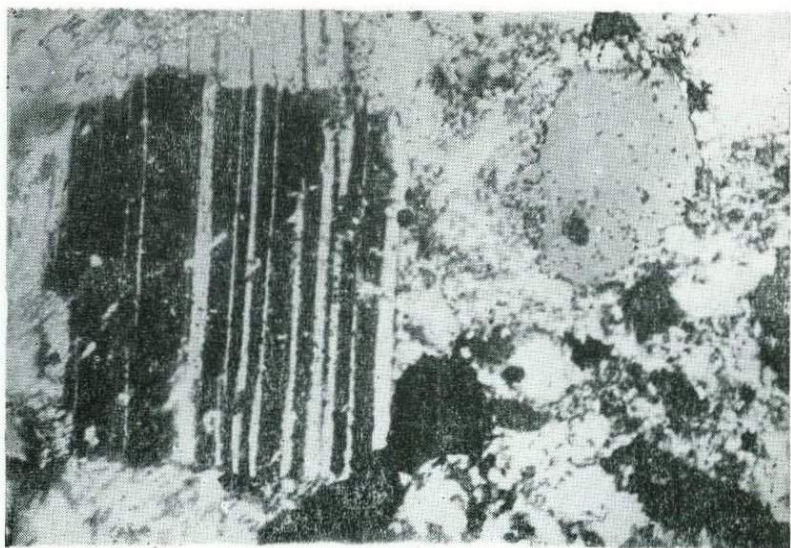


Фото 6. Регенерационная каемка в плагиоклазе. Ув. 120, николи скрещенные.

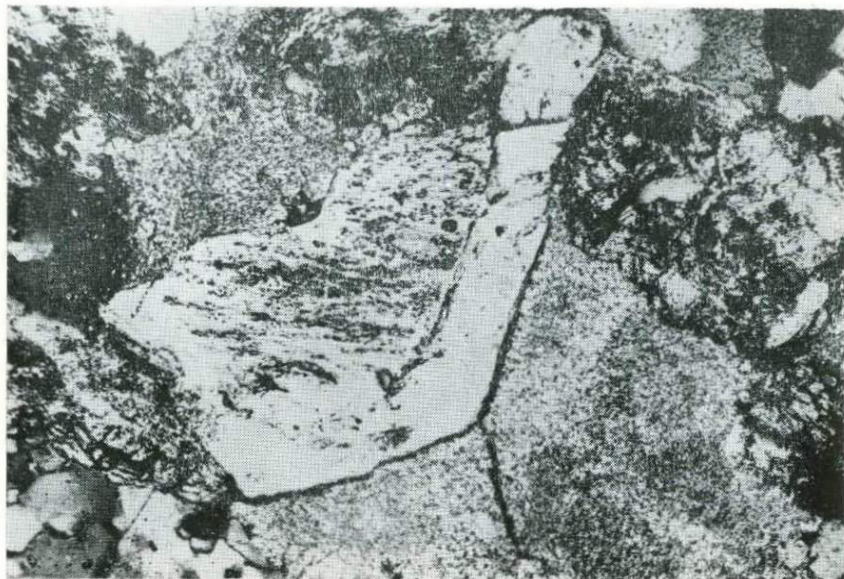


Фото 7. Регенерационная каемка в плагиоклазе. Ув. 120, николи скрещенные.

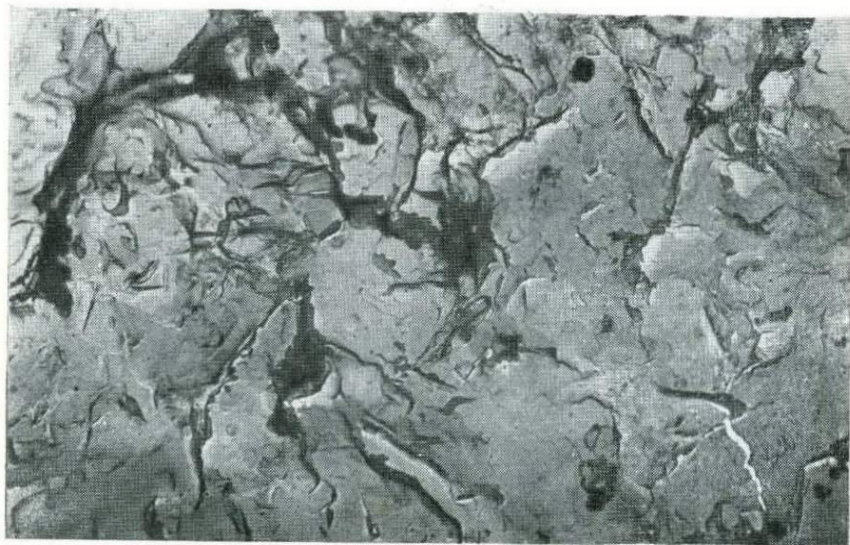


Фото 8. Субновакулитовая поверхность.

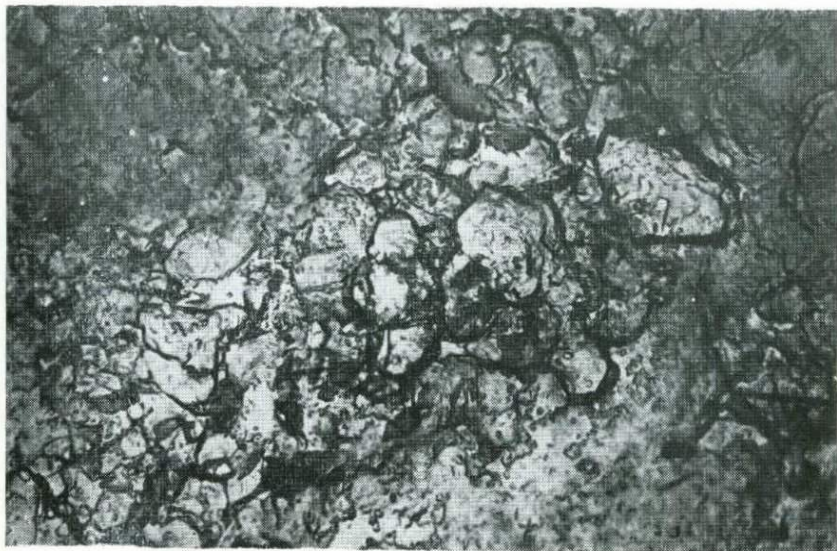


Фото 9. Субновакулитовая поверхность

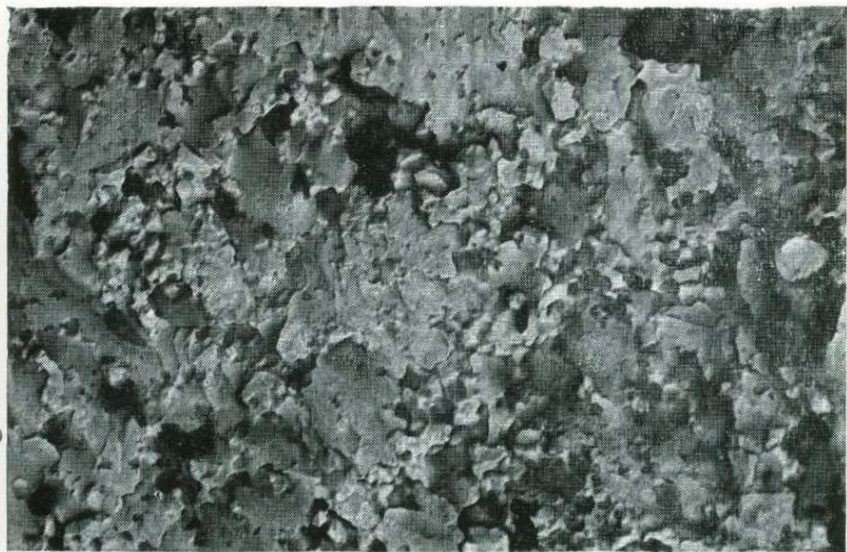


Фото 10. Мелклубугорковая (губчатая) поверхность.



Фото 11. Новакулитово-мелкобугорковая (губчато-блоковая) поверхность.

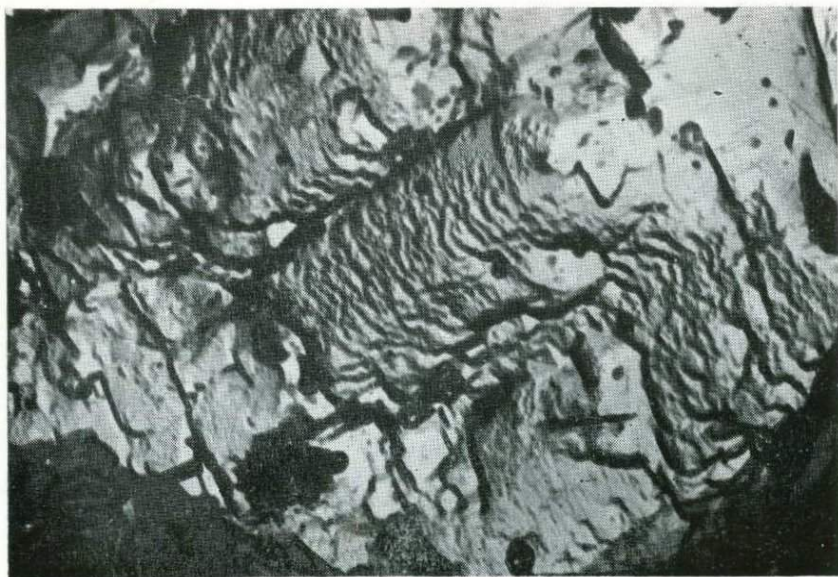


Фото 12. Нетеквидная поверхность.

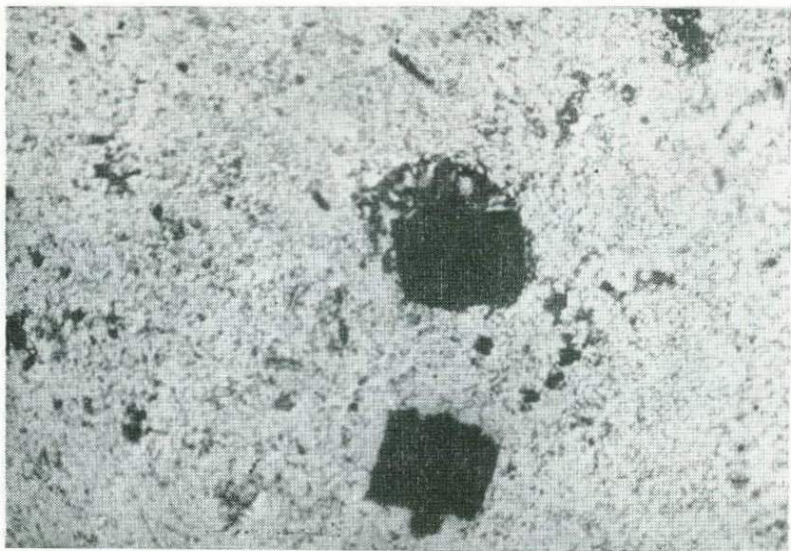


Фото 13. Зерна пирита, окруженные кварцином. Ув. 90, николи скрещенные.

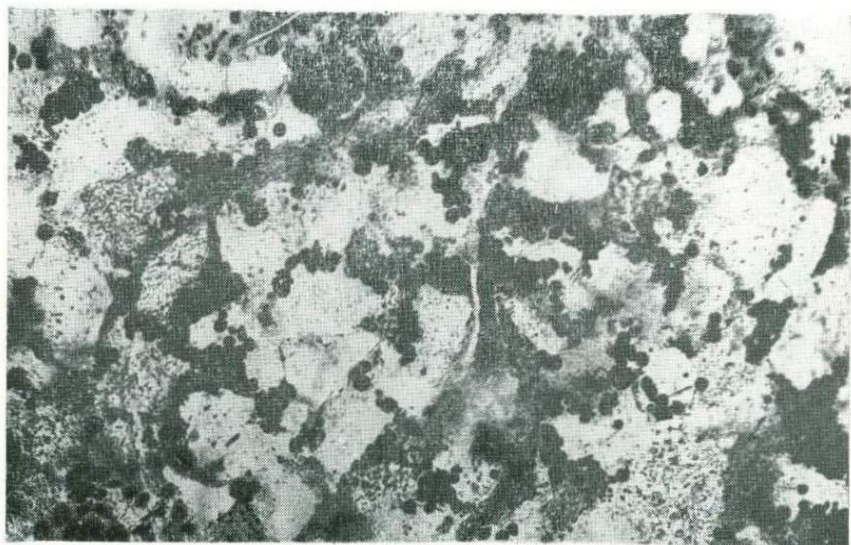


Фото 14. Развитие пирита в качестве цемента в песчанике. Ув. 90, без анализатора

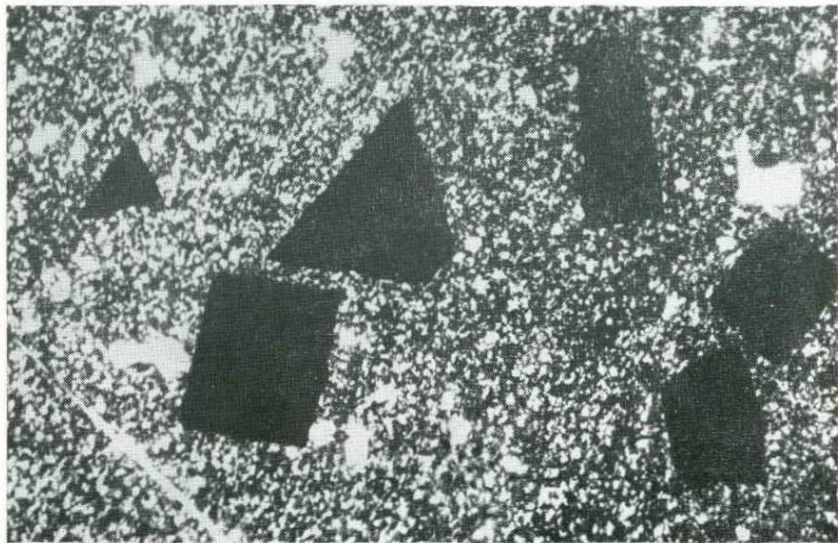


Фото 15. Формы кристаллов эпигенетического пирита. Ув. 90, николи скрещенные.

ях аргиллиты относятся к филлитовидным разностям и входят вместе с алевролитами и глинистыми фтанитами в состав тонкоритмичных пестроцветных пачек, подстилающих песчано-гравелистые толщи. Глинистая масса представлена смешанно-слоистым минералом состава гидрослюда - монтмориллонит. В породах наблюдается примесь (до 5-8%) кластического кварца и слюды, которые обогащают отдельные прослои в породе. Кроме того в аргиллитах наблюдаются полуокатанные обломки алевролитов. В отложениях соляных слоев аргиллиты наряду с песчаниками и алевролитами составляют основную массу пород этого тонкоритмичного флиша. Выделяются две разновидности аргиллитов: филлитовидные и кремнистые. Филлитовидные аргиллиты - это зеленовато-серые породы с бластопелитовой структурой. Главными породообразующими компонентами их являются гидрослюда - монтмориллонитовый смешанно-слоистый минерал и хлорит. Кремнистые аргиллиты темно-серого и черного цвета, характеризуются пелитовой беспорядочной структурой и содержат примесь криптозернистого кремнистого вещества. Как обычно, в аргиллитах содержится примесь кластического кварца, слюды и обломков растительного детрита (3-6%). В аргиллитах, развитых в эоценовом флише бассейнов Латорицы и Турьи, глинистая составляющая представлена ассоциацией гидрослюда + хлорит. Здесь увеличивается содержание кремнистых аргиллитов. В этих породах есть прожилки, выполненные мозаичным агрегатом кварца и минералами гидроокислов марганца, а также кальцитовые прожилки более ранней генерации.

В составе вышковских слоев основную массу этой толщи составляют зеленые, зеленовато-серые и кирпично-красные аргиллиты, которые по особенностям химического состава и наличию реликтового пеплового материала могут быть отнесены к туфогенным разностям и являются, вероятно, в значительной мере продуктами постседиментационного преобразования тонкого пирокластического материала. Породы сложены смесью беспорядочно ориентированных чешуек глинистых минералов и криптокристаллического агрегата кремнистого вещества. В некоторых местах сохранившиеся реликты витрокластов, замещенных глинистыми минералами, хлоритом, кварцем, сохраняют характерную серпо-, клиновидную, рогульчатую и другую формы (фото 3). Структура кирпично-красных разностей туфогенных аргиллитов часто бластопелитовая. Породы сложены однообразно ориентированными агрегатами чешуйчатых глинистых минералов, пропитанных тонкодисперсным гематитом. Глинистая составляющая туфогенных аргиллитов,

по данным рентгеноструктурного анализа, представлена обычно ассоциацией гидрослюда + каолинит + хлорит. В постседиментационный период в туфогенных аргиллитах произошла девитрификация пеплового материала, которая проявилась в гидрослюдизации, хлоритизации и окремнении (изредка сохранились лишь реликты витрокластических структур). Гидрослюда и хлорит синтезировались из алюминия и кремнезема, содержащихся в вулканическом стекле. Избыточный кремнезем, высвободившийся из вулканического стекла и не израсходованный на образование глинистых минералов, служил источником вещества для формирования микрокристаллического кварца. Девитрификация вулканического стекла сопровождалась формированием лейкоксена.

Во флишевых толщах Магурской зоны аргиллиты представлены двумя разновидностями: кремнистыми и алевритовыми. В отложениях беловежской свиты аргиллиты входят в состав пестроцветной пачки, где они нередко чередуются с алевритами. Это зеленовато-серые породы, основными компонентами которых являются гидрослюда и хлорит. В кремнистых разностях содержится значительная примесь криптокристаллического кремнистого вещества. Алевритовые аргиллиты характеризуются неравномернозернистой алевропелитовой структурой. Содержание кластической примеси (кварц, слюды) достигает 20%. В отложениях злинской свиты эти породы образуют редкие прослой мощностью 4–10 см среди массивных песчаников. В отличие от описанных аргиллитов, здесь глинистая составляющая представлена ассоциацией: монтмориллонит + гидрослюда + каолинит.

В эоценовых отложениях Мармарошского массива и зон Утесов аргиллиты развиты ограниченно. В составе великобанской свиты они образуют редкие прослой среди мергелей и известняков. Это обычно темного цвета кремнистые филлитовидные аргиллиты с blastopelitic структурой. Основная масса породы сложена смесью смешанно-слоистого минерала типа гидрослюда – монтмориллонит, хлорита и каолинита. Кроме того, постоянно наблюдается примесь криптозернистого кремнистого вещества, которое обогащает породу неравномерно. В составе пестроцветных толщ шоурской свиты аргиллиты образуют единичные прослой среди кремнистых и карбонатных пород. Это зеленовато-серые породы, сложенные гидрослюдой с незначительной примесью хлорита и кремнистого вещества. Примесь кластических минералов (кварц, слюда) составляет 5–7%.

В составе метовской свиты аргиллиты представлены известковыми разностями. Наиболее широко они развиты в верхней части свиты,

которую относят уже к олигоцену, где они чередуются с прослоями известняков и песчаников. В нижних частях разреза они образуют редкие прослои среди песчаников. Глинистая составляющая пород представлена смешанно-слоистым минералом типа гидрослюда - монтмориллонит (с преобладанием гидрослюда), хлоритом и каолинитом. В аргиллитах наблюдается значительная примесь кристаллического карбоната, а также кремнистого и органического вещества. В алевроитовых разностях примесь кварца, слюды и глауконита составляет 15-20%.

В отложениях вульфовчикской свиты аргиллиты вместе с мелкозернистыми песчаниками входят в состав пачек тонкоритмичного флиша мощностью 15-25 см, зажатых среди прослоев массивных песчаников. Это алевроитовые аргиллиты с алевропелитовой равномернозернистой структурой. Глинистое вещество в них представлено монтмориллонитом и гидрослюдой.

Аргиллиты являются составной частью подгалянского среднеритмичного флиша (вульшавская свита), где чередуются с песчаниками и песчаными известняками. Это темного цвета кремнистые аргиллиты, пропитанные тонкодисперсным органическим материалом. Структура пород пелитовая, в некоторых местах blastопелитовая. Основная масса породы сложена однообразно ориентированным чешуйчатым агрегатом монтмориллонита, гидрослюда и хлорита.

В олигоценовых отложениях Дуклянской зоны аргиллиты развиты повсеместно, но лишь в составе дусинских слоев им принадлежит ведущая роль. Глинистые породы, как правило, содержат в том или ином количестве примесь кремнистого вещества и тонкодисперсного органического материала. По составу выделяют чистые разности аргиллитов и кремнистые аргиллиты. Обычно в породах содержится примесь (до 5%) кластического кварца. Структура пород обычно blastопелитовая. Прожилки в аргиллитах иногда сложены бурным опалом.

В менилитовых слоях чистых разностей глинистых пород нет. Это редкие прослои кремнистых аргиллитов, развитые среди кремнистых пород в бассейне р. Жденевки. Породы темно-серого цвета. Глинистая составляющая представлена ассоциацией гидрослюда + хлорит.

Широко развиты аргиллиты в дусинских слоях, где они составляют основную массу пород этой толщи. Глинистая составляющая в них представлена ассоциацией гидрослюда + каолинит. Кремнистые аргиллиты отмечены в олигоценовых отложениях ручья Шипот. Здесь в составе глинистой составляющей резко преобладает гидрослюда.

Редкие прослои аргиллитов и кремнистых аргиллитов наблюдаются среди песчаников и алевролитов в красненских слоях. Аргиллиты обычно зеленовато-серого цвета, кремнистые разности — черного. Глинистая составляющая в породах представлена ассоциацией смешанно-слоистый минерал состава гидрослюда + монтмориллонит + каолинит + хлорит. В кремнистых аргиллитах развивается мелкозернистый аутигенный кварц, который выполняет пустоты в породах.

### Кремнистые породы

Кремнистые породы развиты по всему разрезу мел-палеогеновой флишевой формации, однако регионально распространены в нижнем меле и в олигоцене.

Следуя классификации И.В.Хворовой [2], среди кремнистых пород флишевой формации выделяются фтаниты (содержание свободной  $SiO_2$  — 88,58–91,16%) и глинистые фтаниты (содержание свободной  $SiO_2$  — 75,42–82,62%). Породы с содержанием свободной  $SiO_2$  < 75% выделяют в группу сильно глинистых фтанитов, которые связаны постепенными переходами с кремнистыми аргиллитами. Кроме выделенных трех основных типов кремнистых пород, спорадически встречаются радиоляриты и кремнисто-родеохрозитовые породы. В группе кремнистых пород рассмотрены также кремни из карбонатных пород.

Фтаниты отличаются темным цветом в связи с наличием рассеянной тонкодисперсной углефицированной органики, которая содержится в породах в количестве 0,13–1,86%. Следует отметить, что глинистые и сильно глинистые фтаниты и кремнистые аргиллиты являются основными компонентами третьего элемента флишевых ритмов. В карпатской геосинклинали процессы кремненакопления наиболее интенсивно проявились в меловое время в пределах Черногорской и в олигоцене Дуклянской зоны. В нижнем меле наиболее широко развиты кремнистые породы в отложениях шипотской, в верхнем меле — в отложениях яловецкой свиты. Кроме того в отложениях нижнего мела глинистые фтаниты отмечены в толще раховской свиты. Эти породы во флише, развитом в бассейне Белого Черемоша, ритмично переслаиваются с известняками. Породы плотные тонкослоистые, богаты углистым материалом.

Фтаниты были впервые выявлены С.С.Кругловым на водоразделе Малой Шопурки и Средней Реки, где они залегают в основании раховской свиты. Образование этого кремнистого горизонта связывают с проявлением вулканизма в верхнеюрское — нижнемеловое время.

Глинистые фтаниты характерны для разрезов буркутской свиты центрального и юго-восточного районов. Они встречаются обычно в ритмичном переслаивании с алевролитами или песчаными известняками. Основная масса пород сложена криптокристаллическим агрегатом кремнистого вещества с примесью буроватой гидрослюда. В ничтожном количестве (до 1%) встречаются зерна кластического кварца и обломки обугленного растительного детрита. Иногда наблюдается скопление зерен эпидота.

Фтаниты установлены в пачках мелкоритмичного флиша, чередуясь с песчаными известняками. Эти пачки мощностью до 1 м наблюдаются среди массивных песчаников, развитых в бассейне Черной Тисы. Здесь, а также в бассейне Черного Черемоша, среди пород буркутской свиты были выявлены эффузивные породы. Развитие кремнистых пород, вероятно, можно связывать с проявлением вулканической деятельности в альб-сеномане.

Наиболее широко развиты фтаниты и глинистые фтаниты в отложениях шипотской свиты, причем здесь они представлены наиболее битуминозными разновидностями. Фтаниты образуют тонкие (2-5 см) прослой, чередуясь с кремнистыми аргиллитами в пачках тонкоритмичного флиша, а также более мощные прослой (30-50 см) в обнажениях бассейнов рек Черного Черемоша и Черной Тисы. Это обычно черные, очень плотные породы с раковистым изломом. Иногда в них встречаются "закатыши" известняков. Основная масса пород сложена слабо анизотропным кремнистым веществом, среди которого отмечены глобулы опала. Постоянно есть значительная примесь тонкодисперсного органического материала.

Большую часть разрезов нижнешипотской подсвиты составляют глинистые фтаниты, образующие в некоторых местах прослой мощностью до 50 см. Это обычно серые (до черных), редко зеленоватые толстоплитчатые породы, в составе которых принимает участие криптозернистый агрегат кремнистого вещества с примесью бесцветной гидрослюда, иногда однообразно ориентированной. В породах обычно содержится до 2% кластического кварца. Из аутигенных образований обнаружены глобулярный пирит и глауконит. Широкое развитие кремнистых пород в пределах Черногорской зоны отмечалось и в яловецкое время (верхний мел). Среди них различаются фтаниты, глинисто-кремнистые породы, радиоляриты и карбонатно-кремнистые породы.

Фтаниты приурочены главным образом к отложениям нижнеяловецкой подсвиты, где они залегают среди кремнистых аргиллитов и глинисто-кремнистых пород в виде прослоев мощностью 2-6 см. Одними

из распространенных типов кремнистых пород в составе яловецкой свиты являются глинистые разности серовато-зеленого, красного, реже — черного цвета. Породы отличаются крипто-, реже микрзернистой структурой, которая на участках скоплений гидрослюдки приближается к бластопелитовой. В отдельных местах наблюдается перекристаллизация кремнистой массы и агрегата гидрослюдки. В породах отмечена примесь кварца, слюды, циркона, глауконита, рудных минералов.

Среди глинистых фтанитов и кремнистых аргиллитов в нижней части свиты залегают прослой радиоларитов. Это темно-серые до черных стекловатые породы с раковистым изломом. Базис радиоларитов представлен криптозернистым кремнистым агрегатом. Сферы радиоларий выполнены кальцитом или опалом. Кластическую примесь в породах составляют кварц, мусковит, обломки растительного детрита.

Карбонатно-кремнистые породы известны в единичных случаях в породах верхнеяловецкой подсвиты. Это темные породы, основная масса которых состоит из равного соотношения криптозернистых агрегатов кремнистого вещества и кальцита. В породах зафиксировано в большом количестве органическое вещество в виде тонкодисперсной массы и обломков.

В разрезе черногорской свиты, завершающей меловой разрез, в пределах Черногорской зоны количество кремнистых пород резко сокращается. Они представлены глинистыми фтанитами, которые вместе с адевролитами, аргиллитами и другими породами образуют пачки тонкоритмичного флиша среди массивных черногорских песчаников. Глинистые фтаниты — это тонкоплитчатые породы серого цвета, сложенные агрегатом криптокристаллического кремнистого вещества с примесью беспорядочно ориентированной гидрослюдки.

Фтаниты и глинистые фтаниты развиты в пачках тонкоритмичного флиша, чередующихся с прослоями массивных песчаников бачавской свиты. Породы очень плотные, черного цвета, содержат значительную примесь органического материала. В породах широко развит вторичный карбонат в виде ромбоэдрических зерен доломита и зернистых агрегатов кальцита.

Глинистая составляющая в кремнистых породах мелового возраста представлена в основном гидрослюдкой с примесью хлорита. В породах Черногорской зоны преобладает гидрослюдка.

Во флишевых отложениях палеоцен-эоцена глинистые и сильно глинистые фтаниты — наиболее распространенные разности кремнистых пород. Эти породы развиты повсеместно, но в небольших количествах.

Среди эоценовых отложений отмечены пестроцветные кремнистые породы, развитые на контакте с эффузивами, а также кремнисто-родохрозитовые образования – продукты подводной гидротермальной деятельности.

Глинистые фтаниты довольно широко развиты в отложениях Черногорской зоны (гнилецкая свита). Породы входят в состав пачек тонкоритмичного флиша, а иногда образуют прослой мощностью 10–30 см. Они сложены криптокристаллическим агрегатом кварца со значительной примесью тонкодисперсного органического материала. Особенность этих пород – концентрация в них минералов тяжелой фракции (циркон, турмалин, ильменит, лейкоксен и др.). Аналогичные породы отмечены в незначительном количестве в отложениях пробийненской свиты.

В разрезе палеогена Дуклянской зоны глинистые и в большой степени сильно глинистые фтаниты развиты почти повсеместно. Они встречаются в пачках тонкоритмичного флиша либо образуют маломощные прослои в песчаниках ставнянских, стричавских, гуснянских слоев.

В отложениях соляных слоев глинистые фтаниты связаны переходами с кремнистыми аргиллитами и являются одним из главных компонентов этого тонкоритмичного флиша. Серые породы характеризуются криптозернистой структурой и сложены тонкоагрегатным кварцем с примесью гидрослиды. Широко развиты эти породы в составе тонкоритмичного эоценового флиша, развитого в бассейне р. Жденевки. Здесь в кремнистых породах наблюдается реликтовая органо-генная структура.

В толще туфогенных аргиллитов из вышковских слоев залегают линзовидные прослои кремнисто-родохрозитовой породы, образование которой связано с проявлением подводной эксгаляционной деятельности. Эта голубовато-серая с матовым землистым изломом гигроскопичная порода по характеру и особенностям микроструктуры кремнистого вещества (коллоидная структура) напоминает океанские опоковидные породы.

В отложениях Магурской зоны глинистые фтаниты отмечены в составе злинской свиты, где они вместе с алевролитами образуют пачки тонкоритмичного флиша.

В эоценовых отложениях зоны Мармарошских утесов кремнистые породы известны в составе шопурской свиты. Пестроцветные породы развиты на контакте с эффузивными образованиями. Преобладают кир-

пично-красные разности, представленные смесью криптозернистого кварца, минералов гидроокислов железа и однообразно ориентированной гидрослюда. В зеленых разностях находится глауконит.

Редкие прослои богатых органическим веществом глинистых фтанитов встречаются среди песчаников метовской свиты.

Глинистая составляющая в кремнистых породах палеоцена и эоцена представлена следующей ассоциацией: смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда — монтмориллонит + хлорит + каолинит.

Наиболее широко развиты фтаниты во флишевых отложениях олигоцена. Причем здесь отмечены наиболее высококремнистые разности этих образований. В менилитовых и дусинских слоях фтаниты и глинистые фтаниты составляют основную массу пород этих толщ. Это темного цвета породы, сложенные микрокристаллическим кварцем с примесью тонкодисперсного органического материала. В породах среди агрегата кварца наблюдаются раковины фораминифер, выполненные кварцем и пиритом, а также остатки диатомей, замещенные агрегатом поперечно-волокнистого кварца. Трещины в породах выполнены кварцем, иногда с примесью клинохлора.

Наиболее поздними образованиями являются крупные кристаллы пирита и анкерита. Глинистая составляющая представлена поликомпонентной ассоциацией, где обычно преобладают гидрослюда и хлорит.

В отложениях кросненских слоев широко развиты глинистые фтаниты, в составе которых кроме криптозернистого кварца обнаружены поликомпонентное глинистое вещество (ассоциация — смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда — монтмориллонит + хлорит + каолинит) и обломки углефицированного растительного детрита. Раковины в породах выполнены мозаичным кварцем, который также развивается по трещинам. В трещинах в некоторых местах отмечено органическое вещество типа затвердевшего битума.

К группе кремнистых пород относятся и кремни, которые являются постседиментационными образованиями. Они не слагают самостоятельных толщ или пластов, а являются составной частью разрезов карбонатных пород. Кремнистые стяжения эллипсоидной, дискообразной и других форм, имеющие четкие границы с вмещающей породой, зафиксированы в известняках мелового возраста. Кремни представляют собой плотную породу светло-серого или черного цвета с голубоватым оттенком в свежем изломе. Породы сложены однородным крипто- или микрокристаллическим агрегатом кварца с редкими реликтовыми участками первичной карбонатной породы.

Таким образом, если в нижнем мелу и олигоцене кремнистые породы представлены исключительно темными битуминозными фтанитами и глинистыми фтанитами, то в верхнем мелу и эоцене наблюдается более пестрый состав кремнистых образований, обнаруживающих иногда прямую связь с вулканогенными образованиями.

Проявления мелового вулканизма фиксируются на границе Суховской, Черногорской и Дуклянской зон в виде цепи разрозненных выходов основных эффузивных и пирокластических пород, прослеживающихся от бассейна Черного Черемоша на юго-востоке до среднего течения Тересвы на северо-западе [38, 39]. Следы вулканической деятельности в палеогене отмечены в пределах Магурской, Дуклянской зон и полосе Мармарошских утесов [40].

Петрографическое изучение пород, а также данные изотопного анализа кислорода ( $\delta^{18}O = 21,9-23,3\%$ ) свидетельствуют о преобладающей роли органической садки при образовании кремнистых пород. Значения  $\delta^{18}O$ , по данным А.В.Миловского и Е.И.Донцовой [41], для такого рода образований составляют 20,9-37,3%. Формирование кремнисто-родохрозитовых пород происходило, вероятно, с долей участия хемогенного кремнезема, особенно вблизи высачивания гидротерм ( $\delta^{18}O = 8-10\%$ ).

Фтаниты обычно удалены во времени и в пространстве от областей активного вулканизма. Известны лишь незначительные выходы основных эффузивов в меловое время, формирование которых, по данным П.Ю.Лозыняка, шло синхронно с отложением флишевых осадков. В целом фтаниты можно отнести к группе отдаленно-вулканогенных кремнистых образований, выделенной Н.С.Шатским [42]. Большинство исследователей — И.В.Хворова [43], В.Т.Фролов [44] и др. — считают, что эти породы накапливались преимущественно в периоды затухания вулканической деятельности и сложены кремнеземом, источниками которого была гидросфера.

В тесной генетической связи с поствулканическими процессами находятся кремнисто-родохрозитовые породы, образование которых происходило с долей участия хемогенного кремнезема. Роль фумарол и гидротерм в формировании кремнистых пород была незначительна. Процессы кремненакопления в этом случае связаны с таким типом геосинклинального вулканизма, когда отдельные вулканические очаги возникали среди обширных полей терригенной седиментации в более позднюю стадию развития геосинклинали.

Данные изучения процессов кремненакопления в карпатском регионе свидетельствуют об их связи главным образом с основным

вулканизмом. По данным Д.Г.Челидзе [45], в позднемагматическую стадию, когда с остаточным расплавом входят в реакцию накопившиеся в нем летучие и происходит альбитизация плагиоклаза (спилитизация), оставшаяся летучая часть обогащается кремнеземом. При излиянии летучие мигрируют в водный бассейн, вода обогащается  $SiO_2$  и происходит осаждение кремневого геля.

Формирование кремней происходило в постседиментационный период развития пород в результате перераспределения карбоната кальция и кремнистого вещества. При достаточной концентрации  $SiO_2$  и при благоприятных физико-химических и геологических условиях на отдельных участках происходило замещение карбонатного вещества кремнеземом.

### Карбонатные породы

Карбонатные породы – весьма распространенная группа пород в составе флишевой формации Внутренних Карпат. Они обычно классифицируются по вещественному составу, происхождению и структуре [46–51]. Эти образования разделяются в зависимости от состава породообразующего минерала, а также по соотношению карбонатной и терригенной составляющих с учетом происхождения седиментационного материала. По этому принципу, положенному в основу классификационной схемы, предложенной И.В.Хворовой [46] для карбонатных пород карбона Восточно-Европейской платформы, выделяются две основные группы пород: известняки и терригенно-карбонатные породы. По происхождению седиментационного материала основная масса известняков относится к органогенно-хемогенным, в значительно меньшем количестве отмечены органогенные и чисто хемогенные разновидности. По структурным признакам среди пород выделяются криптозернистые (пелитоморфные) и перекристаллизованные (яснокристаллические). При этом перекристаллизация известняков нередко сопровождалась их доломитизацией.

Среди терригенно-карбонатных пород различаются песчаные и алевроитовые известняки и мергели.

Во флишевых отложениях палеогена в некоторых местах наблюдаются известковые туфы типа травертинов. Кроме того, широко развиты диагенетические конкреционные образования, представленные чаще всего поликомпонентными смесями карбонатов железа, магния, кальция, марганца.

В отложениях нижнего мела органогенно-хемогенные известняки и смешанные карбонатные породы развиты примерно в равном соотношении.

Наиболее широко развиты карбонатные породы в разрезе толщи раховской свиты юго-восточного района, где они нередко составляют 50% (по объему) пород при мощности прослоев 0,5-0,8 м. Среди них выделяют криптокристаллические и перекристаллизованные известняки и песчаные известняки.

Криптокристаллические известняки — это темные плотные плитчатые породы, пронизанные прожилками кальцита. В некоторых местах они характеризуются реликтовой органогенной структурой; фаунистические остатки замещены зернистым кальцитом или пиритом. В бассейне р. Белого Черемола мощные толщи известняков чередуются с пачками тонкоритмичного флиша, представленного переслаивающимися микрозернистыми и песчаными известняками. В центральном районе развития отложений раховской свиты уменьшается роль карбонатных пород. Криптозернистые известняки наблюдаются здесь в переслаивании с аргиллитами либо песчаниками. Мощность прослоев не превышает 15-25 см. В породах содержится ничтожная примесь кластического кварца и обломков углистого вещества. Иногда наблюдаются стилолитовые швы, с которыми связаны скопления органического материала и гидроокислов железа. В зонах дробления отдельные участки криптокристаллического известняка сцементированы вторичным кварцем.

Перекристаллизованные известняки развиты ограниченно и известны в составе флишевых толщ, обнажающихся в районе г. Рахова. Они образуют прослой мощностью 3-5 см среди песчаников. Породы сложены мозаичным агрегатом зерен кальцита. В них часто развиваются ромбоэдрические кристаллы вторичного железистого карбоната.

Песчаные известняки наиболее широко распространены в разрезах центрального района (бассейн р. Белой Тисы), где они образуют прослой мощностью 20-50 см и более. К северо-западу наблюдается увеличение содержания этих пород. Основная масса пород (65-75%) представлена неравномернозернистым кальцитом, интенсивно корродирующим зерна кластических минералов. В качестве терригенной примеси отмечены кварц, плагиоклаз, слюды, хлорит, обломки пород и обугленного детрита, циркон, сфен, турмалин, рутил. В песчаных известняках наблюдается часто косоволнистая, реже — горизонтальная слоистость, вызванная послойным размещением органического материала.

Характерная особенность карбонатных пород раховской свиты — развитие в них аутигенного плагиоклаза (олигоклаза), зерна которого характеризуются правильной кристаллографической формой. Размеры зерен 0,1–0,2 мм. Содержание новообразованного плагиоклаза, обычно развивающегося в перекристаллизованных известняках, достигает 6–10% состава породы. В песчаных известняках широко проявился процесс регенерации плагиоклаза. Кроме того, здесь также отмечается аутигенный плагиоклаз, представленный таблитчатыми зернами альбита.

В составе белотисенской свиты карбонатные породы играют незначительную роль. Преобладают песчаные и алевроитовые известняки, которые наблюдаются в пачках тонкоритмичного флиша вместе с кремнистыми аргиллитами. В породах почти повсеместно отмечены различные типы косоволнистой слоистости. Основная масса песчаных и алевроитовых известняков сложена неравномерно перекристаллизованным зернистым кальцитом, который активно корродирует терригенные минералы. Количество кальцита достигает 70–75%.

Криптокристаллические известняки встречаются очень редко. Они образуют маломощные прослои (1–3 см) среди глинисто-алевритовых пород и сложены криптозернистым агрегатом кальцита с примесью тонкодисперсного органического вещества. В известняках наблюдается примесь (до 3%) кластического кварца, а также мелкоглобулярный пирит.

В полосе развития шипотской свиты карбонатные породы развиты неодинаково. В юго-восточном районе (бассейны Белого и Черного Черемошей) карбонатные породы представлены главным образом органическими криптокристаллическими известняками, характеризующимися реликтовой органической структурой. Они образуют прослои мощностью 5–15 см и отмечаются среди аргиллитовых прослоев в пределах нижнешипотской подсвиты. Породы сложены криптозернистым агрегатом кальцита, в котором остатки раковин выполнены опалом, халцедоном либо зернистым кальцитом. Очень часто в известняках развиваются крупные идиоморфные зерна эпигенетического пирита.

Песчаные известняки очень ограниченно развиты и залегают среди прослоев аргиллитов в пачках тонкоритмичного флиша верхнешипотской подсвиты. Породы сложены микрозернистым агрегатом кальцита с примесью органического материала. Кластический кварц составляет 20–25%. Песчаные известняки сильно кливажированы — их секут многочисленные кальцитовые прожилки.

В отложениях шипотской свиты северо-западного района терригенно-карбонатные породы широко развиты. Это главным образом песчаные и алевроитовые известняки и мергели. В отдельных участках разрез почти целиком сложен карбонатными образованиями; наблюдается ритмичное чередование прослоев песчаных известняков мощностью 20-40 см с пачками тонкоритмичного флиша, в составе которого принимают участие тонкоплитчатые песчаные и алевроитовые известняки и мергели. В породах наблюдается в большом количестве обугленный растительный детрит, который иногда образует самостоятельные прослой мощностью до 0,5 см.

Послойные концентрации тонкозернистого углистого материала в породах обуславливают проявление тонкой горизонтальной слоистости. В бассейне р. Лужанки пачки тонкоритмичного флиша, содержащие карбонатные породы, переслаиваются с массивными песчаниками.

В составе пачек тонкоритмичного флиша отмечены мергели. Это серые или зеленовато-серые породы, глинисто-карбонатная масса которых характеризуется криптозернистой структурой.

В верхнемеловых отложениях в целом отмечено увеличение роли терригенно-карбонатных пород, среди которых уже появляются мергели.

Карбонатные породы слагают основную часть разреза суховской свиты, где они представлены криптокристаллическими известняками, песчанистыми известняками и мергелями.

Плотные голубовато-серые криптокристаллические известняки довольно ограниченно развиты и наблюдаются в переслаивании с песчанистыми известняками. Породы характеризуются реликтовой органической структурой; многочисленные раковины фораминифер выполнены зернистым кальцитом. Кроме того, в породах отмечены глобулы, сложенные халцедоном.

Песчанистые известняки сложены криптокристаллическим агрегатом кальцита и характеризуются реликтовой органической структурой. Кластическая примесь составляет 15-20% и представлена кварцем, плагиоклазом, слюдами, обломками кварцитов и обугленного растительного детрита.

Наиболее широко развиты среди карбонатных пород мергели. Это серые, иногда темно-серые, реже - пестроокрашенные породы, характеризующиеся часто микрослойистой текстурой. Эта текстурная особенность вызвана чередованием существенно кальцитовых просло-

ев с прослоями, богатыми глинистым веществом, органическим материалом и др.

В разрезе яловецкой свиты карбонатные породы в заметном количестве отмечены лишь в составе флиша верхнеяловецкой подсвиты центрального района. Среди них выделяются криптокристаллические известняки и алевроитистые известняки.

Криптокристаллические известняки образуют прослой мощностью 1–7 см среди аргиллитов и алевролитов. Это плотные сливные породы серого цвета. Среди основной криптозернистой массы кальцита равномерно распределяется дисперсное органическое вещество; кроме того, наблюдаются обломки обугленного растительного детрита. В известняках часто развивается вторичный железистый карбонат (анкерит) в виде ромбоэдрических зерен.

Алевроитистые известняки сложены зернистым кальцитом. Содержание кластической примеси достигает 12–15%. Это кварц, слюды и обломки обугленного растительного детрита. В породах отмечены глауконит и пирит.

Для флишевой толщи черногорской свиты карбонатные породы в целом нехарактерны. В юго-восточном районе наблюдаются в ничтожном количестве перекристаллизованные известняки, которые заполняют крупные карманообразные углубления в песчаниках (результат внутрипластовой деформации). Породы тонкоплитчатые, голубовато-серого цвета, характеризуются мозаичной структурой. В известняках содержится значительная примесь органического материала в виде дисперсной массы и обломков обугленного детрита. Характерной особенностью этих известняков является высокое содержание  $P_2O_5$  (6,80%).

В отложениях северо-западного района карбонатные породы слагают маломощные пачки тонкоритмичного флиша. Здесь преобладают алевроитистые известняки, ритмично переслаивающиеся с известковыми аргиллитами и мергелями.

В верхнемеловых отложениях Дуклянской зоны большую роль в строении нижнеберезнянской подсвиты играют терригенно-карбонатные породы, представленные алевроитовыми известняками и мергелями. В разрезе преобладают алевроитовые известняки. Это темно-серые плитчатые породы с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной послойной сегрегацией органического вещества и слюды. Известняки сложены мелкозернистым агрегатом кальцита, пронизанным многочисленными кальцитовыми прожилками. Кластическая примесь состав-

ляет 15–25%. Это зерна кварца, плагиоклаза, мусковит, биотит, гидробиотит. Повсеместно отмечены циркон, сфен, лейкоксен, глауконит.

В толще верхнеберезнянской подсветы алевроитовые известняки образуют редкие прослои в пачках тонкоритмичного флиша. Мергели наблюдаются в виде прослоев мощностью 3–5 см среди алевроитовых известняков. Породы серого цвета, очень плотные, содержат примесь бесцветной слюды.

Во флишевых толщах палеогена преимущественно развиты терригенно-карбонатные породы, в редких случаях отмечены органогенные и органогенно-хемогенные известняки.

Карбонатные породы в отложениях палеоцена представлены песчаными и алевроитовыми известняками, реже – мергелями. Эти породы образуют прослои мощностью 20–50 см среди песчаников лютской свиты. Алевроитовые известняки слагают основную часть пачки (мощность 50–70 см), лежащей в основании гнилецкой свиты. Алевроитовые известняки отличаются слоистыми текстурами. Основная масса пород представлена зернистым кальцитом.

Мергели наблюдаются в виде единичных прослоев среди песчаников лютской свиты. Кроме криптозернистого кальцита и глинистого вещества в породах содержится дисперсный органический материал. Структура мергелей реликтовая органогенная.

В эопеновых отложениях терригенно-карбонатные породы, после обломочных, являются наиболее распространенными образованиями. Криптокристаллические известняки встречаются значительно реже.

В пределах Черногорской зоны карбонатные породы достаточно широко развиты как в составе гнилецкой, так и пробийненской свит.

В отложениях гнилецкой свиты развиты главным образом органогенно-хемогенные криптокристаллические известняки, образующие прослои мощностью 3–5 см в среднеритмичном флише. Количество известняков особенно увеличивается в толщах, подстилающих топильчанские песчаники. Породы характеризуются криптокристаллической, иногда органогенной структурой. Остатки раковин фораминифер выполнены зернистым кальцитом. В известняках повсеместно отмечены обломки обугленного растительного детрита и в отдельных случаях – кремнистых пород. В нижних частях свиты развиты песчаные, реже – алевроитовые известняки. Песчаные известняки сложены зернистым кальцитом, в котором кластическая примесь (кварц, полевые шпаты, обломки пород) составляет около 14%. В породах зафиксирован глау-

конит (до 10%), который представлен двумя разновидностями. Структура пород микрозернистая, реликтовая органогенная. Многочисленные прожилки в породах сложены поперечно-волокнистыми кристаллами кальцита.

В отложениях пробийненской свиты преимущественно развиты песчаные известняки, которые вместе с песчаниками составляют основную массу этой свиты. Реже отмечены алевроитовые известняки. Песчаные известняки характеризуются микрозернистой, реликтовой органогенной структурой. Кластическая часть составляет 18-20%. В пачках тонкоритмичного флиша, зажатых среди массивных песчаников, наблюдаются единичные прослои мергелей, чередующихся с алевролитами и аргиллитами. Мергели характеризуются криптокристаллической, иногда органогенной структурой.

В пределах Дуклянской зоны развиты главным образом терригенно-карбонатные породы, среди которых наиболее распространены алевроитовые известняки.

В отложениях стричавских слоев единичные прослои алевроитовых известняков наблюдаются в контакте с алевролитами. Породы характеризуются слоистой текстурой, обусловленной послойной концентрацией аксессуарных минералов. Основная масса породы (72-75%) представлена зернистым кальцитом, который интенсивно корродирует кластический кварц. Кластическая примесь в известняках составляет 25-28%.

В волосяньских слоях алевроитовые известняки слагают основную массу пород этого горизонта. В породах развита тонкая косо волнистая слоистость, вызванная послойной концентрацией аксессуарных минералов, обломков углистого вещества, слюд. Кластическая примесь составляет 15%. Структура пород микрозернистая. Среди алевроитовых известняков часто встречаются прослои микрозернистых известняков. В этих известняках содержатся обломки обугленного детрита, за счет которого развивается пирит.

Алевроитовые известняки составляют также основную массу пород лугских слоев. Реже отмечены песчаные известняки. Это зернистые, тонкослоистые породы, содержащие до 35% кластических минералов (в основном кварц), которые интенсивно корродируются кальцитом. Среди алевроитовых известняков наблюдаются прослои плотных микрозернистых известняков, характеризующихся волнистой слоистостью. Появление такого рода слоистости обусловлено послойным развитием микроконкреций пирита.

В ставнянских слоях алевритовые известняки образуют единичные прослои среди песчаников. Породы сложены микрозернистым кальцитом, в котором заключаются раковины фораминифер, выполненные пиритом и опалом. Среди кальцита развиваются ромбоэдрические кристаллы вторичного доломита. Кластическая примесь составляет 25-28%.

Карбонатные породы в отложениях ужокских слоев представлены преимущественно крипто- и микрозернистыми органогенными известняками, которые обычно залегают в контакте с прослоями песчаников. Крупные и мелкие обломки раковин в известняках замещены кальцитом и пиритом. Иногда среди алевролитов наблюдаются прослои алевритовых известняков, в которых карбонат интенсивно замещает кластические компоненты пород.

В Магурской зоне карбонатные породы представлены лишь алевритовыми известняками, развитыми широко в составе элинской свиты. Эти породы образуются, видимо, за счет алевролитов путем карбонатного замещения, наследуя косую и горизонтальную слоистость последних. На плоскостях отдельности наблюдаются рельефные следы жизнедеятельности илоедов. Основная масса сложена зернистым кальцитом, кластическая примесь составляет 25-55%.

В эоценовых отложениях зоны Мармарошского массива и зон Утесов развиты также главным образом терригенно-карбонатные породы, среди которых резко преобладают мергели.

Следует отметить, что и в меловое время в пределах этих зон отмечено широкое распространение нефлишевых карбонатных пород. В нижнем мелу широко развиты микрозернистые кремнеделные известняки (свалевская свита), верхний мел характеризуется преимущественным развитием мергелей (тиссальская и пуховская свиты). Данные о вещественном составе этих толщ приводились в работе [52].

В составе великобанской свиты эоцена карбонатные породы представлены преимущественно мергелями, среди которых отмечаются прослои песчаных и алевритовых известняков. В редких случаях среди аргиллитов залегают прослои криптокристаллических известняков. Основная масса мергелей сложена криптокристаллическим агрегатом кальцита с примесью глинистого материала, представленного ассоциацией гидрослюда + хлорит. Породы характеризуются органогенной структурой. Многочисленные раковины фораминифер выполнены зернистым кальцитом, пиритом, аутигенным кварцем. Кластическая примесь (кварц, обломки обугленного растительного детрита) состав-

ляет 2%. Органический материал обычно замещается пиритом. Вокруг этих образований развивается в виде оторочек волокнистый хлорит либо кварцин. Часто наблюдаются битуминозные разности мергелей. Песчаные и алевроитовые известняки также характеризуются органогенной структурой.

В отложениях шопурской свиты широко представлены терригенно-карбонатные породы, которые обычно развиты в нижних горизонтах свиты. В отложениях бассейна р. Косовской часто отмечены алевроитовые известняки, которые залегают среди известковых аргиллитов. В бассейне р. Лужанки алевроитовые известняки являются основным элементом тонкоритмичного шопурского флиша. Породы характеризуются реликтовой органогенной структурой. Помимо обычных кластических минералов породы содержат обломки обугленного растительного детрита и глауконит. В меньшем количестве встречаются разности с мелкозернистой, перекристаллизованной основной кальцитовой массой, интенсивно корродирующей кластические минералы в породе. Мергели сложены крипто- и мелкозернистыми агрегатами кальцита с примесью глинистого вещества и тонкодисперсного органического материала. В единичных случаях отмечены перекристаллизованные известняки с мозаичной структурой.

В составе метовской свиты развиты преимущественно светло-серые давленные мергели, которые образуют прослой мощностью до 100 м. Криптозернистые известняки с большим содержанием органического материала встречаются в единичных прослоях среди черных аргиллитов в верхней части метовской свиты. Мергели характеризуются реликтовой органогенной структурой. Многочисленные прожилки в породах сложены зернистым кальцитом и аутигенным кварцем.

В отложениях драговской свиты песчаные известняки слагают основную массу пород этой свиты, развитую в бассейне р. Рики. Среди песчаных известняков отмечены прослой мергелей и криптокристаллических известняков.

Основная масса песчаных известняков сложена криптокристаллическим агрегатом кальцита, который составляет 62–65% породы. Отличительная особенность этих известняков – состав обломочной части, представленной окатанными обломками различных пород (известняки, кремнистые породы, жильный кварц, кварциты, эффузивные породы, гранитоиды, пегматиты). В породах наблюдаются раковины фораминифер, выполненные кальцитом и пиритом.

Мергели и известняки характеризуются криптокристаллической органогенной структурой. В мергелях есть примесь глинистого веще-

ства, представленного смешанно-слоиным минералом состава гидрослюда - монтмориллонит с преобладанием гидрослюда.

В составе отложений вульфовчикской свиты карбонатные породы развиты лишь в бассейне р. Угольки. Здесь в тонкоритмичных пачках пород обнажаются мергели, реже - известняки. Мергели отличаются криптокристаллической реликтовой органогенной структурой. Многочисленные раковины радиолярий выполнены зернистым кальцитом или халцедоном. Известняки представлены перекристаллизованными разностями. Основная масса их сложена мозаичным агрегатом изометричных и ромбоэдрических зерен кальцита.

Основную массу пород вульшавской свиты составляют песчаные и алевроитовые известняки, характеризующиеся тонкой косой или горизонтальной слоистостью и содержащие большое количество обломков обугленного растительного детрита. Криптокристаллические хемогенные известняки образуют прослой мощностью 20-40 см. Это очень плотные породы, в пустотах которых развиваются друзы кальцита.

Песчаные и алевроитовые известняки сложены зернистым кальцитом, который интенсивно замещает кластические компоненты в породах. Обломочная часть обычно не превышает 25-30%. В алевроитовых известняках наблюдается послойное расположение аксессуарных минералов. Криптокристаллические известняки сложены равномернозернистым агрегатом кальцита с примесью тонкодисперсного органического материала.

В толще олигоценовых отложений резко преобладают терригенно-карбонатные породы (алевроитовые, песчаные известняки и мергели). При этом значительная роль в образовании алевроитовых и песчаных известняков принадлежит процессам регрессивного эпигенеза (карбонатный метасоматоз). С явлением регрессии связывается повторное насыщение пород углекислотой. Начинают происходить реакции, завершающиеся осаждением карбонатов за счет взаимодействия катионов из вмещающих пород (главным образом кальция) с карбонат-ионом, поступающим с раствором.

Незначительно развиты криптокристаллические органогенно-хемогенные известняки. В карбонатных породах олигодена содержится много органического материала. Для них характерно также наличие большого количества кальцитовых прожилков.

В составе менилитовых слоев преимущественно развиты алевроитовые известняки, образовавшиеся в большинстве случаев в резуль-

тате широко проявившегося процесса карбонатного замещения за счет алевролитов. Эти породы представляют основную массу тонкоритмичного флиша, обнажающегося по правым притокам р. Ужа. Алевролитовые известняки отличаются микрослоистой косоволнистой текстурой, вызванной послойной концентрацией углефицированных растительных остатков, слюд, реже — аксессуарных минералов. Основную массу в породах составляет зернистый кальцит (65–75%). Кластический материал представлен кварцем, плагиоклазом, слюдами, глауконитом. Породы секутся многочисленными кальцитовыми прожилками. Микрозернистые хомогенные известняки отмечены в виде единичных прослоев среди кремнистых пород. Породы сложены мозаичным агрегатом кальцита, по которому развиваются кристаллы эпигенетического пирита.

В дусинских, как и в менилитовых слоях, преимущественно развиты смешанные карбонатные породы — алевролитовые, песчаные и кремнистые известняки. Криптокристаллические известняки встречаются значительно реже. Алевролитовые известняки характеризуются микрослоистой текстурой. Карбонатная часть сложена зернистым кальцитом, часто корродирующим кластические зерна в породе, и составляет 65–72%. В породах развиваются микроконкреции пирита. Пирит также выполняет раковины фораминифер. В бассейне р. Турьи широко развиты кремнистые известняки, которые обычно наблюдаются с глинистыми фтанитами. Породы сложены смесью криптокристаллического агрегата кальцита и кремнистого вещества. Кремнистые известняки обычно богаты тонкодисперсным органическим материалом. Криптокристаллические хомогенные известняки образуют единичные прослои в толще дусинских слоев, развитых в бассейне р. Ужа.

В кросненских отложениях преимущественно развиты также алевролитовые известняки (содержание карбоната 65–75%), которые наблюдаются в ритмичном переслаивании с алевролитами и иногда слагают основную массу тонкоритмичного флиша. Породы обычно отличаются микрослоистой косоволнистой текстурой. Среди глинистых фтанитов встречаются прослои мощностью 3–4 см — мергелей и известняков. Известняки криптозернистые с остаточной органогенной структурой. Породы содержат единичные зерна обломочного кварца и глауконит. Иногда в известняках в виде параллельных прерывистых прослоев и линз развивается микрозернистый аутигенный кварц. Породы секутся прожилками кальцита, которые являются более поздними по отношению к образованиям вторичного кварца.

В верхах великобанской свиты (отложения ручья Свинского) олигоценовые отложения представлены карбонатными породами. Это криптозернистые и алевритовые известняки, характерной особенностью которых является значительное обогащение их органическим материалом в виде углефицированных обломков и тонкодисперсной массы. Известняки отличаются реликтовой органогенной структурой. В них часто развиваются зерна аутигенного кварца, содержащие обычно внутри кристаллы пирита. Основная масса алевритовых известняков сложена зернистым кальцитом. Кластическую примесь (25–27%) составляют кварц и обломки углефицированного детрита. В тектонически нарушенных зонах карбонатные породы превращены в брекчию.

Среди карбонатных пород палеогена отмечены очень своеобразные образования, которые по некоторым признакам можно отнести к известковым туфам – травертинам. Они обычно наблюдаются в тонком переслаивании с терригенно-карбонатными, реже – глинистыми породами. Такой характер залегания травертин свидетельствует о подводном характере гидротерм. В большинстве случаев травертины имеют резкие контакты с вмещающими породами. В отдельных случаях в эоценовых породах Магурской зоны (беловежская свита) на контакте с травертином отмечено осветление кремнистых аргиллитов, что, вероятно, можно рассматривать как результат температурного воздействия.

Прослой известковых туфов мощностью до 3 см в разрезе беловежской свиты известны в обнажениях по р. Турице. Это легкие светло-желтые пористые породы, залегающие среди зеленых кремнистых аргиллитов. Туфы сложены микрзернистым агрегатом доломита, в котором наблюдаются стяжения минералов гидроокислов железа. При пересчете данных химических анализов пород оказалось, что в карбонатной части этих образований преобладает карбонат магния: 45,5%  $CaCO_3$ ; 53,3%  $MgCO_3$ ; 1,2%  $FeCO_3$ .

Среди алевритовых известняков шопурской свиты в бассейне р. Лужанки наблюдаются единичные прослой светло-желтых известняковых туфов мощностью 2–3 см, содержащих в своем составе также значительный процент карбоната магния (72,7%  $CaCO_3$ ; 23,5%  $MgCO_3$ ; 4,3%  $FeCO_3$ ). Породы сложены микрзернистым агрегатом карбоната, среди которого наблюдаются глобулы, сложенные халцедоном.

В разрезе вульховчикской свиты (бассейн Угольки) среди мергелей отмечены единичные прослой рыхлых светло-желтых известковых туфов, характеризующихся следующим соотношением основных карбонатных компонентов (%):  $CaCO_3$  – 88,4;  $MgCO_3$  – 9,4;  $FeCO_3$  – 2,2.

В отложениях олигоцена известковые туфы известны в пределах дусинской свиты (ручей Конашин, бассейн Ужа). Они образуют прослой мощностью 3-6 см среди алевроитовых известняков. Порода сложена равномернозернистой микрокристаллической карбонатной массой с примесью кремнистого вещества и содержит большое количество прожилков кальцита. Карбонатная часть известкового туфа имеет преимущественно кальцитовый состав; кроме того, здесь отмечена примесь карбоната марганца (%):  $CaCO_3$  - 92,8;  $MgCO_3$  - 5,5;  $FeCO_3$  - 0,6;  $MnCO_3$  - 1,1.

Подобные породы были описаны на территории Польши А.Скурской [53] и определены как травертины. Автор предположительно связывает образование этих пород с поствулканическими источниками жвельных вод.

Образование описанных известковых туфов в палеогеновых отложениях Магурской, Дуклянской и зон Утесов происходило также, видимо, на участках морского дна, представляющего собой зону активного действия термальных источников, как проявления мофеттовой стадии поствулканического процесса.

По данным Л.Г.Ткачука, П.Ю.Лозыняка и др. [40], в пределах этих структурно-фациальных зон были зафиксированы в палеогене проявления вулканической деятельности.

В разрезе флишевых толщ мела и палеогена развиты разнообразные карбонатные конкреционные образования. Результаты изучения их вещественного состава были изложены в работах [54-56].

На территории южного склона Карпат процессы диагенетического конкрециеобразования широко развиты лишь в пределах Черногорской и Дуклянской зон.

В разрезе Черногорской зоны образование конкреций происходило почти во всей мел-палеогеновой толще (шипотская, яловецкая, черногорская, гнилецкая свиты). В Дуклянской зоне конкреции распространены в отложениях нижнеберезнянской свиты (верхний мел) почти во всех горизонтах эоцена, редко - в олигоцене. Отдельные находки конкреций отмечены в отложениях Суховской зоны.

Обычно конкреции приурочены к контактам аргиллитов, кремнистых аргиллитов с алевролитами, реже - песчаниками. Такая же особенность характеризует конкреции из таврического флиша Крыма [57] и из юрских отложений Дагестана [58]. Вмещающими конкреции породами являются чаще всего кремнистые аргиллиты, известковые алевролиты и алевроитовые известняки. Очень редко образуются кон-

креции в песчаных породах (черногорская свита). Это обычно конкреции кальцитового состава. Приуроченность их в основном к песчаным породам отмечали некоторые исследователи, в частности П.В.Зарицкий [59,60].

Конкреционные образования имеют сферическую, каравая- и эллипсоидную формы и залегают согласно со слоистостью вмещающей породы. Размеры их составляют 3-30 см в диаметре. Послойно расположенные конкреции нередко переходят в конкреционные прослои. Конкреции отличаются массивной и довольно однородной текстурой. Их серый цвет обусловлен наличием органического вещества. Наиболее распространенными структурами являются криптокристаллическая и микрокристаллическая. Основная масса пород сложена равномернозернистым агрегатом карбонатного вещества. В качестве примесей в конкрециях наблюдаются полиагрегатный кварц, опал, кластический кварц, глинистые минералы, гидрослюда (нередко однообразно ориентированные), обломки обугленного растительного детрита. В заметном количестве (до 10%) встречается пирит, образующий микроконкреции и кубические кристаллы. Трещины в конкрециях выполнены зернистым кальцитом, кварцем или пиритом.

Конкреционные образования представлены поликомпонентными изоморфными смесями железа, кальция, магния, в единичных случаях - марганца. Ведущая роль в составе карбонатной составляющей принадлежит  $CaCO_3$  или  $FeCO_3$ . Карбонат магния всегда содержится в меньшем количестве. Марганец редко образует самостоятельные минералы, а обычно входит в виде изоморфной примеси в состав других карбонатных минералов, что отмечали некоторые исследователи и для других регионов [60-62].

Исходя из соотношения основных карбонатных компонентов -  $CaCO_3$ ,  $FeCO_3$ ,  $MgCO_3$  и  $MnCO_3$ , выделяют несколько основных типов конкреций, отличающихся по химическому составу:

- 1) кальциевые конкреции с содержанием 78-100%  $CaCO_3$ , 0-5%  $FeCO_3$  и 0-3%  $MgCO_3$ ;
- 2) магний-кальциевые конкреции с содержанием 53-72%  $CaCO_3$ , 4-7%  $FeCO_3$ , 21-43%  $MgCO_3$ ;
- 3) магний-железисто-кальциевые конкреции с содержанием 40-65%  $CaCO_3$ , 18-43%  $FeCO_3$ , 17-23%  $MgCO_3$ ;
- 4) магний-кальций-железистые конкреции с содержанием 20-33%  $CaCO_3$ , 41-75%  $FeCO_3$ , 11-24%  $MgCO_3$ ;
- 5) кальций-железистые конкреции с содержанием 35-44%  $CaCO_3$ , 52-62%  $FeCO_3$ , 0-3%  $MgCO_3$ ;

6) железистые конкреции с содержанием 3-18%  $CaCO_3$ , 75-89%  $FeCO_3$ , 7-10%  $MgCO_3$ ;

7) железисто-марганцевые конкреции с содержанием 2%  $CaCO_3$ , 43%  $FeCO_3$ , 54%  $MnCO_3$ .

Наблюдается определенная приуроченность кальциевых и железистых карбонатных конкреций к породам мелового флиша. Наиболее высокожелезистые разности конкреций встречаются среди кремнистых аргиллитов, богатых органическим веществом. Кальциевые конкреции тяготеют к прослоям песчаников или алевролитов. Карбонатные конкреции из палеогеновых отложений отличаются большим разнообразием и пестротой состава, особенно в эоценовых отложениях Дуклянской зоны. Они характеризуются более высоким содержанием  $MgCO_3$ , чем карбонатные конкреции из меловых отложений. Очевидно, концентрация магнезия в исходном осадке определила его концентрацию в конкрециях.

В карбонатных породах флишевой формации широко развиты различные кальцитовые прожилки, среди которых различается две основные генерации: I - неправильные прожилки и гнезда кальцита, образующиеся при перекристаллизации карбоната, и 2 - заполнение кальцитом трещин.

Мозаичные агрегаты кальцита в виде прожилков и гнезд первой генерации развиваются в перекристаллизованных разностях известняков. При погружении породы карбонатное вещество испытывает сильные сдавливающие нагрузки и начинается его перекристаллизация. При этом поликристаллические агрегаты кальцита объединяются в монокристаллы, что соответствует стремлению вещества занять наименьший объем. Кальцит из гнезд и прожилков обладает тем же цветом и характером, что и кальцит из окружающей массы перекристаллизованного известняка, - это буроватые зерна, переполненные включениями. Наличие такого рода прожилков перекристаллизации в пределах Карпатской складчатой области (Западные Карпаты) отмечал М.Михик [63] в карбонатных породах триаса - нижнего мела.

Прожилки второй генерации сложены бесцветным, почти лишенным включений кальцитом, который образует либо достаточно крупные изометричные кристаллы, либо волокнистые изогнутые зерна как результат проявления тектонических движений в период выполнения трещин. Часто в кальцитовых прожилках содержится аутигенный кварц, выполняющий промежутки между зернами кальцита и представляющий собой более позднее образование. Иногда такого рода прожилки секутся тонкими, более поздними прожилками мозаичного агрегата кальцита.

Образование трещин и выполнение их кальцитом обычно происходит в периоды подъема территории или образования ослабленных зон. При этом происходит общее снятие давления на глубине, и в частности парциального давления  $CO_2$ . Эти этапы наиболее благоприятны для активной миграции  $CO_2$  и связанного с этим явлением образования кальцитовых прожилков, а также развитием региональной кальцификации пород (главным образом песчаников) с коррозией кварца, силикатов и других компонентов.

Прожилки второй генерации сложены обычно кальцитом с  $n_m = 1,658 - 1,659$ , что приближает его к химически чистому кальциту. Выполнение трещин происходило, видимо, в условиях низких температур и давлений, когда термодинамически стабильным является кальцит, почти лишенный примеси  $MgO$  [64,65].  $Mg$ -содержащий кальцит в этих условиях неустойчив.

Для выяснения условий образования кальцита из прожилков был использован метод термометрического анализа, основанный на изучении включений минералообразующей среды. На основании данных исследований установлено, что в большинстве образцов кальцитов гомогенизация первичных включений наступала при температурах  $103-119^{\circ}C$ . Наряду с этим были отмечены кальциты с включениями, которые гомогенизируются при температуре  $22^{\circ}C$ . По данным О.И. Матковского [66], температуры гомогенизации включений в кальцитах, слагающих прожилки и друзовые агрегаты в карпатском флише, достигают в одних случаях  $160-170^{\circ}C$ , а в других -  $200-230^{\circ}C$ . Величина температуры гомогенизации включений порядка  $230^{\circ}C$  получена только для аутигенного кварца, развивающегося по трещинам в породах белотисенской свиты (бассейн р. Белого Черемоша).

Таким образом, кальцит - наиболее чувствительный и распространенный индикатор изменений термодинамической обстановки. В различных его генерациях отражены различные фазы тектонической активности.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Породы мел-палеогеновой флишевой формации сложены довольно разнообразным комплексом минералов, среди которых можно выделить терригенные (главные породообразующие и акцессорные), аутигенные и глинистые. Различные количественные соотношения этих видов минерального вещества и обусловили все разнообразие типов обломочных, глинистых, кремнистых и карбонатных пород, слагающих флишевую толщу.

### Терригенные минералы

В составе этой группы главная роль принадлежит кварцу, полевым шпатам и микоидам. Содержание кварца в обломочных породах обычно составляет 60-85%. Полевые шпаты в них представлены в основном плагиоклазами. В группе микоидов (мусковит, биотит, гидробиотит, хлорит) наиболее распространены мусковит и гидробиотит. В составе тяжелых фракций доминирует группа устойчивых акцессорных минералов - рутил, циркон, гранат, турмалин, апатит. Рудные минералы представлены ильменитом и гематитом. Спорадически в тяжелых фракциях пород встречаются сфен, монацит, шпинель, анатаз, эпидот, барит, брукит, хлоритоид, галенит, сфалерит, киноварь, гиперстен, роговая обманка.

### Главные породообразующие минералы

Кварц. Кварц - наиболее распространенный минерал в породах флишевой толщи. Он составляет основную массу песчаников и алевролитов, а также является постоянной примесью карбонатных, глинистых, реже - кремнистых пород. Минерал наблюдается в виде угловатых или полуугловатых зерен размером 0,1-1,0 мм. В меловых породах Черногорской зоны (шипотская, яловецкая свиты) отмечены окатанные и полукатанные зерна кварца.

Генетически все разновидности кварца связаны с метаморфическими и магматическими породами и жильными образованиями. Наиболее распространен кварц из метаморфических пород. Выделяются такие его типы: 1 - с резким полосчато-волнистым погасанием и струйчатым расположением точечных включений пелитовой размерности; 2 - кварц с мозаичным угасанием без включений; 3 - кварц с включениями граната, рутила, слюды, силлиманита; 4 - кварц так называемого "мармарошского" типа, строение которого имеет вид полисинтетических двойников плагиоклаза. Это явление происходит под действием сильных стрессовых напряжений в кварцитах и выражается в пластическом смятии зерен кварца и в появлении дефектных микрзон или микротрещинок, известных под названием полосок Бема. Дефектные микрзоны представляют собой реликты трещинок, залеченных кремнекислотой, и образуют систему параллельных полосок (фото 4,5).

О характере кварца, генетически связанного с магматическими породами, можно судить, наблюдая его в обломках этих пород. Это обычно кварц с нормальным угасанием и беспорядочным расположением точечных включений. Есть разности с включениями микролитов циркона, апатита, магнетита и ильменита.

Размеры зерен жильного кварца обычно превосходят размеры других типов кварца. Минерал часто характеризуется крупномозаичным строением и содержит включения вермикулитоподобных и радиально-лучистых агрегатов хлорита.

В меловых породах Раховской зоны преобладает кварц метаморфических пород первого, третьего, реже - четвертого типов. Здесь же отмечен в заметном количестве кварц с включениями графита и гематита. Повсеместно отмечены обломки жильного кварца. Содержание кварца, генетически связанного с магматическими породами, увеличивается в северо-западном направлении, что вообще характерно для пород мелового разреза. В нижнемеловых отложениях Суховской зоны (белотисенская свита) увеличивается содержание кварца "мармарошского" типа и сокращается количество кварца из магматических пород и жильных образований. В породах верхнего мела этой зоны увеличивается роль кварца магматических пород с включениями магнетита и ильменита. В отличие от других структурно-фациальных зон, в меловых породах Черногорской зоны не наблюдается резкого преобладания кварца метаморфического над кварцем, генетически связанным с магматическими породами. В большинстве случаев они наблюдаются в равном соотношении. Отличительная особенность пород этой

зоны — резкое сокращение содержания обломков жильного кварца и кварца "мармарошского" типа. В меловых отложениях Дуклянской зоны отмечены все разновидности кварца. В разрезе мела и палеогена зоны Мармарошского массива и зон Утесов преимущественно развиты кварц "мармарошского" типа и жильный. В палеоцен-эоценовых отложениях Черногорской зоны отмечен кварц всех генетических типов. По сравнению с меловыми отложениями в заметном количестве появляется кварц "мармарошского" типа. В породах эоцена Магурской и Дуклянской зон резко преобладает кварц метаморфических пород первого и третьего типов. Для всего разреза олигоцена типичен кварц со слабым волнистым угасанием и включениями микролитов граната, турмалина, силлиманита и др., характерный для метаморфических пород.

Изменения обломочного кварца выражаются в растворении его зерен и частичном замещении его карбонатом. Иногда аутигенный кремнезем образует регенерационные каемки вокруг зерен кварца. Каемки обычно прозрачные, без каких-либо включений. Оптическая ориентировка зерна и новообразованной части одинакова. Процесс регенерации кварцевых зерен особенно развит в карбонатных песчаниках мелового разреза флишевой толщи. Регенерационные каемки особенно четко выделяются в зернах, переполненных различными включениями. Вторичными изменениями зерна кварца в палеогеновых отложениях затронуты в меньшей степени. Наиболее обычна коррозия их кальцитом, и в редких случаях наблюдаются каемки регенерации аутигенного кремнезема. В мономинеральных кварцевых песчаниках наблюдается зубчатое сочленение зерен. Такое взаимоотношение зерен кварца обуславливает появление конформной структуры.

Полевые шпаты встречаются в меньшем количестве, но повсеместно отмечены в разрезе мед-палеогеновой флишевой толщи. В изученных обломочных породах чаще и в большом количестве обнаружены плагиоклазы; калишпаты играют меньшую роль. Количество полевых шпатов в породах составляет 2-30%. Наибольшее количество полевых шпатов зафиксировано в породах Черногорской зоны и в эоценовых отложениях северной части Дуклянской зоны (ужокские слои).

Плагиоклазы, как показали измерения на федоровском столике, представлены альбитом № 2-5, олигоклазом № 27-28, андезином № 35-37 (табл. I). Кроме того, они еще отличаются по типу двойникования, степени выветрелости и характеру включений. Наиболее широко распространены следующие типы плагиоклазов.

## Состав плагиоклазов из обломочных пород флишевой формации

Номер образ-ца	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	Номер пла-гио-клаза	2V	Тип пла-гио-клаза
	<i>N<sub>q</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>				
16/1	73	18	85	Альбит-эстерельский	27	-85	I
32/7	75	16	86	"	28	-88	I
54/4	71	18	88	"	28	-85	I
3/3	72	20	87	Карлсбадский	3	+72	II
69/19	77	14	83	"	5	-	II
86/3	19	71	89	Альбитовый	2	-	II
80/3	74	17	87	Карлсбадский	2	-	III
84/1	72	18	87	"	2	+70	III
52/12	69	22	85	"	2	-	III
55/7	67	24	84	Альбит-эстерельский	37	+86	IУ
6/1	21	68	89	Альбитовый	35	90	IУ
15/16	20	68	89	"	36	+87	IУ
91/2	73	18	88	Альбит-эстерельский	28	-84	У
7/1	72	19	86	"	32	-	У
17/1*	75	15	88	"	28	-87	
38/6*	81	10	85	"	25	-88	

\*Аутигенные плагиоклазы в известняках.

1. Серпидитизированный плагиоклаз с четкой двойниковой штриховкой, отвечающий по составу олигоклазу № 27-28, sdвойникованный по альбит-эстерельскому закону ( $n'_g = 1,542-1,544$ ).

2. Свежий плагиоклаз с тонкой двойниковой штриховкой, соответствующий альбиту № 2-5, sdвойникованному по альбитовому либо карлсбадскому законам ( $n'_g = 1,536$ ).

3. Свежий плагиоклаз с простыми sdвойникованными по карлсбадскому закону двойниками, соответствующий альбиту № 2.

4. Свежий плагиоклаз с широкими полисинтетическими двойниками (закон двойникования альбитовый), соответствующий андезину № 35-37 ( $n'_g = 1,556-1,558$ ). Для него характерно наличие графических вростков кварца и включений граната, сфена, апатита, турмалина, слюд и т.д. Подобный плагиоклаз образует обычно порфиривидные выделения в обломках плагиогранитов.

5. Свежий плагиоклаз с неровными выклинивающимися, "висячими" двойниками, отвечающий по составу олигоклазу № 28-32 (закон двойникования альбит-эстерельский).

6. Шахматный альбит.

Меловые отложения Раховской зоны отличаются весьма своеобразным характером входящих в их состав плагиоклазов. Здесь наиболее широко развит плагиоклаз, содержащий S-образно расположенные различные включения (рудные минералы, графит, рутил, турмалин, гранат, апатит и т.д.). Этот плагиоклаз из так называемых "тектонитов" обычно лишен двойниковой штриховки. Он часто подвергается регенерации. Регенерационная оболочка прозрачная, лишена каких-либо включений (фото 6). В этих же отложениях развит плагиоклаз с реликтовой зональностью, которая позволяет предполагать, что первичный состав его был более основным, чем в настоящее время. В заметном количестве наблюдаются таблитчатые зерна андезина (IV тип). Эта разновидность плагиоклаза также часто подвергается регенерации (фото 7). Повсеместно распространен "шахматный" альбит, содержащий вросстки кварца и часто также обрастающий регенерационной каемкой. В меньшем количестве встречается альбит с простыми двойниками (III тип), который слагает обломки альбититов.

Иной состав плагиоклазов отмечается в отложениях нижнего мела Суховской зоны (белогисенская свита). Здесь исчезает плагиоклаз, характерный для "тектонитов", и "шахматный" альбит. Ведущая роль принадлежит серицитизированному плагиоклазу (I тип). В заметном количестве наблюдаются плагиоклазы III и IV типов. В верхнемеловых отложениях этой зоны опять появляется "шахматный" альбит.

Для мел-палеогенового разреза Черногорской зоны характерно в целом сокращение количества разновидностей плагиоклазов. Общим для пород этой зоны является широкое развитие серицитизированного, лишенного двойниковой штриховки плагиоклаза, который входит обычно в состав обломков плагиогранитов. Часто также отмечается олигоклаз с выклинивающимися, "висячими" двойниками (V тип), а также очень характерный для пород Черногорской зоны почти целиком карбонатизированный плагиоклаз (вплоть до образования псевдоморфоз кальцита по плагиоклазу). В меньшем количестве обнаружены плагиоклазы II и IV типов. Наиболее высокое содержание плагиоклазов отмечено в породах верхнего мела и палеогена (16-24%) в бассейне р. Черемоша. Изредка плагиоклаз подвергается регенерации.

В породах зоны Мармарошского массива и зон Утесов содержание плагиоклазов составляет 9-14%. Здесь преобладает серицитизированный олигоклаз (I тип). В зоне Мармарошского массива значительный процент составляет также карбонатизированный андезин, в породах зон Утесов - "шахматный" альбит.

В отложениях Дуклянской зоны содержание плагиоклазов, за исключением ужоских слоев, уменьшается до 2-7%. Для всего разреза характерно широкое распространение серицитизированного олигоклаза (I тип). В меловых породах наблюдается также "шахматный" альбит, карбонатизированный андезин с антипертидами и альбит с простыми двойниками (III тип). В отдельных горизонтах палеогена появляются плагиоклазы II, IV, V типов.

В олигоценовых отложениях содержание плагиоклазов уменьшается до 3-5%. Здесь преобладают зерна свежего альбита (II тип), иногда подвергавшегося регенерации. Кроме того, постоянно отмечен серицитизированный олигоклаз (I тип), зерна которого в этих отложениях нередко характеризуются высокой степенью окатанности.

Калиевые полевые шпаты в изученных породах представлены в основном решетчатыми, реже - нерешетчатыми разностями. Количество их редко превышает 3% состава породы. Наиболее высокие содержания калиевых полевых шпатов отмечены в породах черногорской свиты в бассейне р. Черемоша (11%) и ужоских слоев (10%).

В меловых отложениях Раховской и Суховской зон калиевые полевые шпаты представлены единичными зернами решетчатого свежего микроклина (показатель преломления  $n_g' = 1,526$ ). Более широко они развиты в породах Черногорской зоны. В нижнемеловых обломочных породах это монокристаллы микроклин-пертита с включениями апатита, биотита и кварца. В отложениях верхнего мела и палеогена наряду с увеличением содержания калишпата отмечено также разнообразие его типов. Преобладает свежий решетчатый микроклин с зернами кварца (графическое прорастание). Кроме того, наблюдаются зерна пелитизированного микроклин-пертита и нерешетчатого микроклина с разнообразными по форме пертитовыми образованиями. В зоне Мармарошских утесов решетчатый микроклин в заметном количестве встречается лишь в отложениях драговской свиты. В пределах Дуклянской зоны калишпат отмечается только в обломочных породах ужоских слоев, реже - в отложениях соляных слоев. В ужоских слоях калишпат представлен свежим решетчатым микроклином с графическими вростками кварца и слабо пелитизированной разностью с разнообразными по форме пертитами распада и замещения.

В соляных слоях зафиксирован нерешетчатый микроклин, подвергшийся регенерации. Регенерационная каемка характеризуется несколько иной оптической ориентировкой, чем основное ядро, но трещины спайности основного ядра продолжают в регенерационной ка-

емке. В породах Магурской зоны отмечен решетчатый и нерешетчатый микроклин-пертит. В олигоценовых отложениях в условиях резкого сокращения количества полевых шпатов наблюдаются лишь единичные зерна микроклина, представленные свежей нерешетчатой разностью. Здесь же отмечен аноктоклаз (показатель преломления  $n'_g = 1,549$ ).

Минералы группы микоидов. Наиболее распространенными минералами этой группы являются мусковит и гидробиотит. В меньшей степени развит биотит, содержание которого в палеогеновых отложениях резко увеличивается по сравнению с породами мелового флиша. Хлорит — наименее распространенный минерал группы микоидов.

В породах обычно содержится 2–8% мусковита. В верхнемеловых отложениях Черногорской и Дуклянской зон количество его увеличивается соответственно до 10 и 30%. В породах олигоцена содержание мусковита увеличивается до 10–18%. Он образует бесцветные или светло-буроватые чешуйки, нередко деформированные, изогнутые и расщепленные на концах. Минерал обычно гидратирован, что отражается в понижении интерференционной окраски. Величина показателя преломления его  $n'_g = 1,587–1,608$ , что также отражает различную степень гидратации мусковита. В большинстве случаев мусковит располагается в породах беспорядочно. Однако часто в мелкозернистых песчаниках, алевролитах и алевроитовых известняках чешуйки его ориентируются в одном направлении. Здесь иногда мусковит в ассоциации с линейно ориентированными гидробиотитом, биотитом и обломками углефицированного растительного детрита образует целые самостоятельные прослои. Иногда мусковит развивается за счет биотита, реликтовые участки которого сохраняются по периферии его бесцветных чешуек. В мусковите наблюдаются включения рудных минералов, титановых минералов, циркона. По трещинкам в минерале развиваются вторичный кварц и кальцит.

В породах олигоцена появляется до 2–4% хромсодержащей разновидности мусковита — фуксита. Он представлен светло-зелеными слабо плеохроирующими чешуйками. Величина показателя преломления фуксита —  $n'_g = 1,592$ . Фуксит отмечен еще только в отложениях шипотской свиты.

Гидробиотит и биотит наблюдаются в породах обычно вместе. Количество их составляет 4–10%. Наиболее высокие содержания этих минералов отмечены в породах черногорской, лютской, великобанской, злинской свит и сольских слоев (15–30%).

Гидробиотит представлен светло- или зеленовато-бурыми чешуйками, нередко изогнутыми и деформированными. Он характеризуется

отсутствием плеохроизма и низкой интерференционной окраской. Величина показателя преломления его  $n'_g = 1,558-1,610$ . Минерал подвергается обесцвечиванию, которое обычно наблюдается вдоль трещин спайности. Часто встречаются хлоритизированные участки гидробиотита. В виде включений в нем отмечены рудные и титановые минералы.

Биотит заметно развит только в породах палеогена. Он представлен оранжево-бурыми чешуйками, характеризующимися резким плеохроизмом и высокой интерференционной окраской. Минерал часто содержит игольчатые включения силлиманита и циркон. Показатель преломления биотита  $n'_g = 1,633-1,639$ . В отложениях эоцена отмечается красно-бурый ( $n'_g = 1,634-1,638$ ) и зеленый биотит ( $n'_g = 1,654-1,656$ ). В отложениях олигоцена появляется железистая разновидность биотита — лепидомелан. Это темно-коричневые, резко плеохроирующие чешуйки с показателем преломления  $n'_g = 1,666-1,680$ .

Хлорит — наименее распространенный минерал группы микоидов. Он образует зеленые и светло-зеленые чешуйки, плеохроирующие до бесцветных по  $Np$ . Иногда хлорит характеризуется аномально интерференционной окраской. Величина показателя преломления  $n'_g = 1,597-1,637$ , что характерно для рипидолита. Хлорит обычно ассоциирует с гидробиотитом, а также наблюдается в виде агрегатов, образующих псевдоморфозы по гранату. Он обычно отмечен в породах в виде единичных чешуек. Наиболее высокое его содержание наблюдается в алевролитах шопурской свиты (10%). В заметном количестве он также обнаружен в породах раховской свиты. В олигопеновых отложениях в прожилках вместе с кварцем развивается бесцветный хлорит, характеризующийся полисинтетическим двойниковым сложением. Величина показателя преломления  $n'_g = 1,577$ . По оптическим данным его можно отнести к клинохлору. Этот хлорит относится, видимо, к образованиям эпигенетической стадии.

#### Акцессорные минералы

В составе тяжелой фракции пород мел-палеогеновой флишевой формации доминирует группа устойчивых минералов — циркон, гранат, рутил, турмалин. Кроме того, в породах отмечены апатит, лейкоксен, сфен, ильменит, шпинель, хлоритоид, ставролит, киноварь, галенит, сфалерит, барит, анатаз, брукит, монацит, эпидот. Каждая структурно-фациальная зона характеризуется определенной ассоциацией акцессорных минералов. Кроме того, отложения отдельных слоев или свит отличаются наличием одного (или двух) минералов, содержание кото-

рого во много раз превышает содержания других аксессуарных минералов. Смешанный характер пород питающих провинций в какой-то мере обуславливает и пестроту состава аксессуарных минералов в породах. Однако такие наиболее распространенные минералы, как циркон, рутил, гранат и турмалин, которые в равной степени характерны и для изверженных, и для метаморфических, и для осадочных пород, не отражают в основном первичный состав обломочной части. Более информативны с этой точки зрения такие минералы, как шпинель, ильменит, сфен, монацит.

**Циркон** повсеместно распространен в разрезе мела и палеогена. Содержание его в породах различных свит очень неравномерно (1 - 60% состава тяжелой фракции). В породах Раховской зоны наблюдается большое разнообразие бледно-розовых и бесцветных кристаллов циркона (рис. 18, № 1, 4, 5, 8, 10, 13, 14), среди которых преобладают удлиненно-призматические кристаллы с бипирамидальными ограничениями (рис. 18, № 8) и их угловатые обломки, нередко содержащие непрозрачные включения. В заметном количестве отмечены также эллипсоидные, метамиктно измененные полуокатанные кристаллы циркона (рис. 18, № 1). Среднее содержание циркона составляет 5% состава тяжелой фракции.

В отложениях Суховской зоны в нижнем меду (белотисенская свита) наблюдается тот же состав разновидностей циркона. Появляется

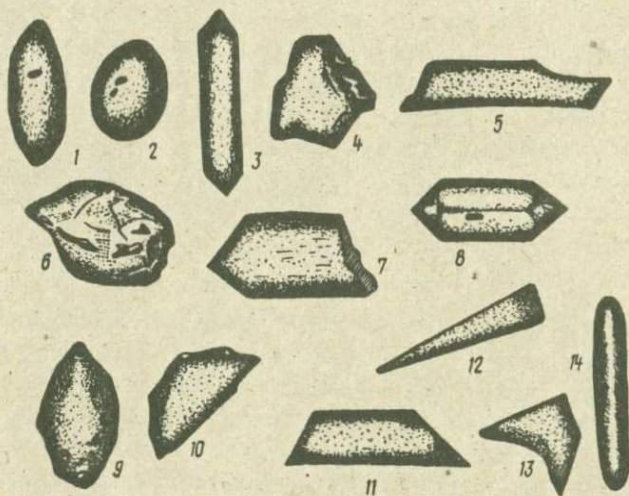


Рис. 18. Формы кристаллов циркона из меловых отложений.

лишь угловатый метамиктно измененный циркон с непрозрачными включениями. Наибольшее содержание циркона (10–12% состава тяжелой фракции) отмечено в центральном районе развития белотисенской свиты. В породах верхнего мела (суховская свита) также обнаружено большое разнообразие типов циркона (рис. 18, № 1, 2, 4, 11, 12). Характерно появление большого количества окатанных зерен, содержащих включения непрозрачных минералов. Содержание циркона в тяжелых фракциях этих пород составляет 20%.

В разрезе Черногорской зоны содержание циркона уменьшается от 20% в отложениях нижнего мела до 3% в отложениях верхнего мела-палеогена, а затем вновь увеличивается в породах эоцена (15–20%). Для пород шипотской свиты характерно большое разнообразие видов циркона, отличающихся по форме и степени окатанности и по цвету (рис. 19, № 1, 2, 6, 8, 9, 10, 11, 13, 14). Наибольшее разнообразие типов циркона наблюдается в отложениях северо-западного района. Здесь встречаются розовые, розово-бурые, желтые, розовато-лиловые, бесцветные цирконы. В породах яловецкой свиты количество циркона не превышает 5% состава тяжелой фракции. Преобладают угловатые и полугловатые удлиненно-призматические кристаллы (рис. 18, № 4, 7, 8, 9, 13, 14). В породах черногорской свиты число разновидностей циркона резко убывает. Это в основном полугловатые,

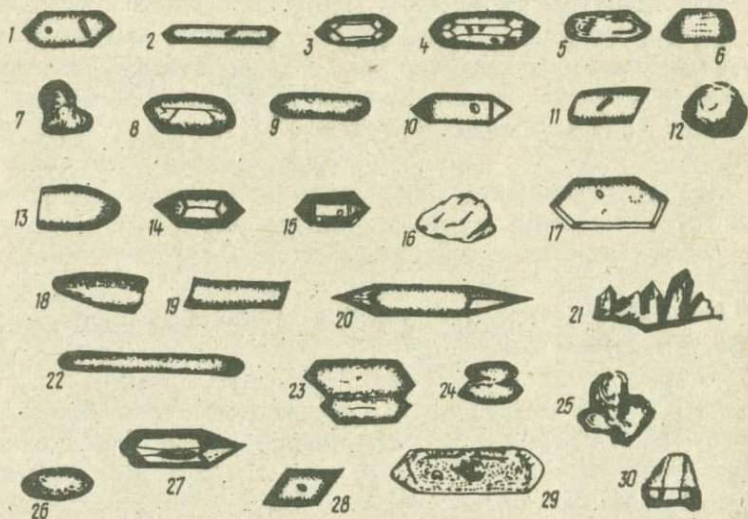


Рис. 19. Формы кристаллов циркона из палеогеновых отложений.

окатанные и угловатые зерна, соответствующие на рис. 18 № 1, 2, 4. В породах эоцена (гнилецкая и топильчанская свиты) содержание циркона в тяжелой фракции увеличивается до 15–20%. Преобладают окатанные и полуокатанные бесцветные кристаллы (рис. 19), в меньшем количестве встречаются зерна удлиненно-призматические с бипирамидальными ограничениями.

Для всего мел-палеогенового разреза зоны Мармарошского массива и зон Утесов характерно постоянное содержание циркона – 20–30% состава тяжелой фракции. В эоценовых породах Магурской зоны оно достигает 40%.

Достаточно высоким сохраняется количество циркона в тяжелой фракции меловых отложений Дуклянской зоны. Особенно высоко оно в породах нижнего мела (50–60%), в верхнем меле (березнянская, бачавская свиты) не превышает 20–30%. Несмотря на значительное его содержание, минерал представлен в основном двумя разновидностями: полуокатанными метамиктно измененными зернами с включениями непрозрачных минералов и полуокатанными удлиненно-призматическими зернами (рис. 18, № 1, 14). В палеогеновых отложениях довольно высокое содержание циркона (25–30%) наблюдается лишь в породах стричавских, сольских и красненских слоев. В остальных горизонтах оно не превышает 5–10%. Для палеогенового разреза в целом характерно увеличение содержания свежих неокатанных зерен. Цирконы содержат большое количество различных включений, в том числе включения более древних цирконов удлиненной формы. Окраска цирконов – бесцветная, розоватая, бурая, иногда черная. В олигоценых отложениях преобладают цирконы, изображенные на рис. 19, № 7, 8, 12, 13, 19, 22, 25, 26.

Гранат встречается во всех горизонтах мел-палеогенового разреза и среди акцессорных минералов наиболее широко распространен. Самое низкое содержание граната (0,5% состава тяжелой фракции) наблюдается в породах Раховской зоны. В отложениях Черногорской зоны количество граната резко увеличивается вверх по разрезу, составляя 4% в породах нижнего и 40% в породах верхнего мела и 50–65% в палеогене. Та же тенденция наблюдается в породах Суховской зоны, где содержание граната в нижнемеловых отложениях составляет 22%, а в верхнемеловых (терешовская свита) – 80% состава тяжелой фракции. В породах зон Утесов и Магурской зоны количество граната почти повсеместно составляет 20–40%. В породах Дуклянской зоны наибольшее содержание граната отмечено в нижнем меле

(50%), затем оно резко уменьшается в верхнемеловых отложениях (7-8%); в эоценовых породах увеличивается до 15-20% и вновь снижается в олигоцене до 3-5%. Исключение составляют породы менилитовых слоев, где содержание граната составляет в среднем 30%.

Гранат образует бесцветные либо светло-розовые, светло-зеленые или темно-бурые зерна с включениями игольчатых кристаллов пиркона и других минералов. Показатели преломления - в интервале 1,803-1,830. Зерна обычно разбиты грубыми трещинами, выполненными хлоритом, гидрослюда, кальцитом, кварцем. Иногда встречаются зерна граната, почти целиком замещенные хлоритом. Излом зерен весьма различен - черепитчатый, гладкий, раковистый. Наиболее характерные его формы изображены на рис. 20.

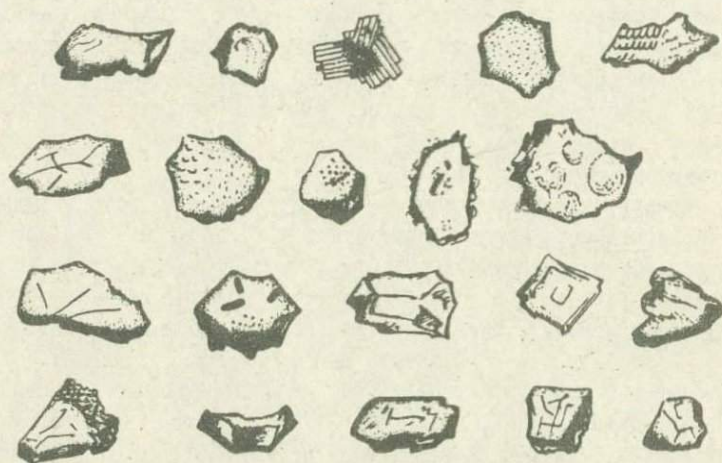


Рис. 20. Формы кристаллов гранатов.

Рутил повсеместно распространен и образует более или менее значительные концентрации в породах палеогена. В нижнемеловых отложениях Раховской, Суховской и Черногорской зон его количество не превышает 3-6% состава тяжелой фракции, увеличиваясь в породах верхнего мела до 20-35%. Наиболее высокое содержание рутила отмечено в отложениях палеогена зоны Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов (40-50%). В мел-палеогеновом разрезе Дуклянской зоны рутил концентрируется довольно равномерно, составляя в среднем 20-35% состава тяжелой фракции. Самое высокое его содержание в этой зоне наблюдается в отложениях соляных слоев (50%).

В породах олигоцена количество рутила снижается до 4–10%, за исключением наддусинских песчаников, где его количество достигает 25%.

Рутил обычно образует угловато-удлиненные призматические кристаллы (и их обломки) и изометричные полуокатанные зерна. Отмечены также его коленчатые двойники. В отдельных случаях в кристаллах наблюдаются непрозрачные и прозрачные включения. Различают рутил бурый, коричнево-бурый, коричнево-желтый, красно-коричневый, иногда почти черный (лейкоксенизированный). Процесс лейкоксенизации рутила наиболее интенсивно проявился в породах Дуклянской зоны, зон Мармарошского массива и Мармарошских утесов.

Турмалин, как правило, не образует значительных концентраций в породах мел-палеогенового разреза флишевой толщи. В меловых отложениях отмечается от единичных зерен до 6% турмалина. Наиболее высокие концентрации минерал образует в породах шипотской свиты (20%). В отложениях палеогена турмалина развит главным образом в породах Дуклянской зоны. Здесь его наиболее высокие концентрации отмечены в отложениях лютской свиты (8%), а также дусинских и наддусинских слоев (5–15%).

Турмалин образует угловатые и полуугловатые, реже – полуокатанные короткостолбчатые и призматические зерна, а также остроугольные обломки неправильной формы. Часто кристаллы турмалина зонально окрашены. В зернах наблюдаются точечные непрозрачные включения и иголки рутила, располагающиеся обычно в центральной части. В породах отмечены четыре разновидности турмалина: 1) буровато-желтый или буровато-зеленый, характеризующийся показателями преломления  $n_m = 1,635$  и  $n_p = 1,632$ , который представляет собой промежуточную разность в ряду дравит – шерл; 2) бутыльно-зеленый или голубовато-серый с показателями преломления  $n_m = 1,665$  и  $n_p = 1,636$ ; 3) бесцветный, иногда желтоватый с  $n_m = 1,645$  и  $n_p = 1,629$ , который можно отнести к эльбаиту; 4) густо-зеленый до черного с показателями преломления  $n_m = 1,687$  и  $n_p = 1,641$ . Первая и вторая разновидности турмалина повсеместно распространены. Бесцветный (эльбаит) встречается только в меловых отложениях, густо-зеленый – в отложениях палеогена.

Отложения каждой структурно-фациальной зоны отличаются по соотношению главных акцессорных минералов и по составу второстепенных акцессориев, количество которых в тяжелой фракции иногда достигает 30–50%. В породах Раховской и Суховской зон широко разви-

ты апатит (20–30% состава тяжелой фракции) и лейкоксен (50–80%). В меловых породах Черногорской зоны в тяжелой фракции сохраняется высокий процент апатита (35–40%) и появляются монацит, ставролит и ильменит. В палеогеновых породах этой зоны встречаются шпинель и эпидот. Следует отметить, что отложения палеогена в целом отличаются более разнообразным набором акцессорных минералов, среди которых зафиксированы такие малоустойчивые образования, как амфиболы, пироксены, эпидот. В породах зон Утесов наблюдается примесь апатита, ставролита, сфена, шпинели и пироксенов. Последние два минерала характерны для пород Пенинской зоны. Достаточно разнообразный состав акцессорных минералов характеризует отложения палеогена Дуклянской зоны. В эоценовых породах обнаружены лейкоксен (15–30%), апатит, киноварь (10–20% состава тяжелой фракции), ильменит, монацит, сфен, барит, шпинель. В олигоценовых породах отмечены киноварь (20%), ильменит, шпинель, появляются галенит, сфалерит, касситерит, роговая обманка и гиперстен. Шпинель и гиперстен характерны также для отложений Магурской зоны.

Следует отметить, что области повышенной концентрации какого-либо минерала располагаются в одних и тех же районах на протяжении крупных периодов времени. Например, встречаются зоны повышенной концентрации граната на протяжении верхнего мела – палеогена в Черногорской зоне, зоны повышенной концентрации рутила на протяжении мела – палеогена в березнянском типе разреза Дуклянской зоны и т.д. Такое же явление отметили М.П.Габинет и др. [67] для палеогеновых отложений северного склона Карпат. Мы присоединяемся к мнению М.П.Габинета о том, что турбидные течения высокой плотности, в результате действия которых образуются флишевые осадки, не могли бы способствовать концентрации отдельных минералов в определенных местах бассейна на протяжении длительного геологического времени. Колебательные движения во время флишеобразования вызвали одновременно изменение глубины бассейна и перемещение береговой линии. Концентрацию минералов тяжелой фракции в алевролитах и некоторых песчаниках можно объяснить намывом в виде естественного шлиха.

#### Аутигенные минералы

Главнейшими аутигенными минералами изученных пород являются карбонаты, минералы кремнезема, пирит и глаукоцит.

**Карбонаты.** Минералы этой группы образуются на всех этапах формирования карбонатных и других пород. Наиболее распространен кальцит, слагающий основную массу криптокристаллических, песчаных известняков, мергелей, а также образующий цемент песчано-алевролитовых пород. При этом образование кальцитового цемента не было одноактным процессом. На первых этапах литогенеза (седиментогенез) кальцит цементировал обломочные зерна, среди которых ни одно еще не подвергалось процессам регенерации. В последующий этап (вероятно, период регрессивного эпигенеза) появляется зернистый кальцит, интенсивно корродирующий обломочные зерна, включая и регенерационные оболочки. Возрастание массы карбонатов приводит часто к образованию вторичных (метасоматических) известняков за счет карбонатных песчаников и алевролитов. Это связано с параллельно идущим процессом окисления органического материала, что ведет к пополнению объема  $\text{CO}_2$  и возрастанию доли карбонатов в породах. Кальцит входит в состав известковых туфов, а также слагает многочисленные прожилки.

Наиболее чистые разновидности кальцита содержатся в криптокристаллических и песчаных известняках, что подтверждается данными термических исследований (рис. 21, обр. 1). Состав отвечает чистой разновидности кальцита с незначительными примесями  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ , что практически не влияет на состав кальцита и приводит лишь к повышению показателя преломления кальцита —  $n_m = 1,660-1,662$ . Формула такого кальцита:  $(\text{Ca}_{0,982} \text{Mg}_{0,009} \text{Fe}_{0,008} \text{Mn}_{0,001})\text{CO}_3$  или  $(\text{Ca}_{0,915} \text{Mg}_{0,034} \text{Fe}_{0,047} \text{Mn}_{0,004})\text{CO}_3$ .

Перекристаллизация известняков сопровождается нередко усвоением дополнительных количеств  $\text{Mg}$  и реже —  $\text{Fe}$ . Умеренные количества  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , не превышающие 5–6%, сопровождаются лишь повышением  $n_m$  кальцита ( $n_m = 1,664-1,669$ ). Превышение предела возможного изоморфного вхождения  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$  в решетку кальцита приводит к появлению новой фазы — доломита или анкерита, поглощающей весь запас  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$ . Такую закономерность отмечают многие исследователи для карбонатных пород [57, 68]. В перекристаллизованных известняках иногда развиваются светло-бурые кристаллы ромбоэдрического габитуса, представленные анкеритом с  $n_D = 1,704$ . При сравнительно высоких содержаниях  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}$  наблюдается кристаллизация двух карбонатных фаз — анкерита и кальцита. Такого рода самоочищение карбонатов и разделение на чистый кальцит и анкерит осуществляются при полной перекристаллизации карбонатной

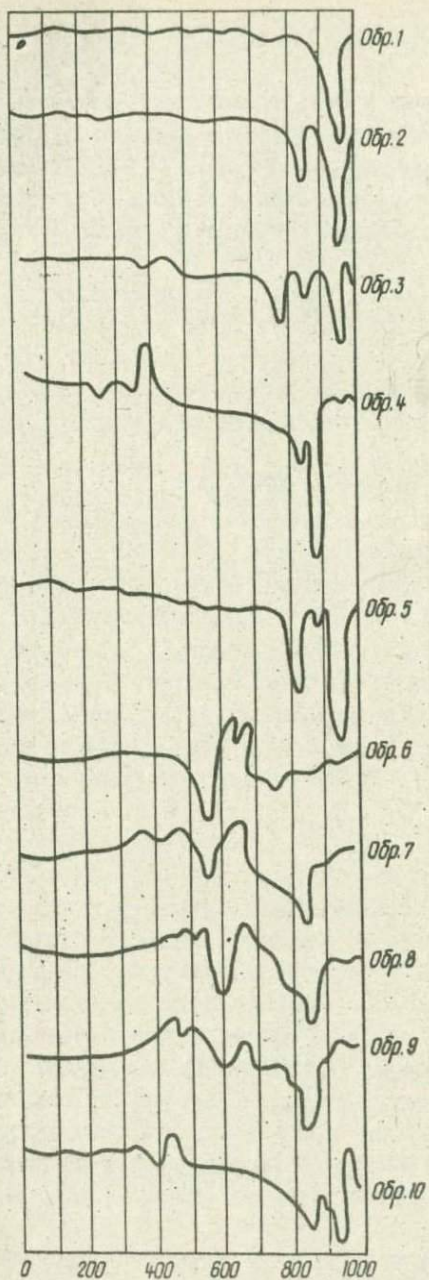


Рис. 21. Кривые нагревания карбонатных пород.

массы. Термограммы перекристаллизованных известняков изображены на рис. 21.

Состав известковых туфов (травертинов) также весьма различен. Здесь встречаются разности, сложенные кальцитом, отвечающим формуле  $(Ca_{0,928} Mg_{0,055} Fe_{0,006} Mn_{0,011})CO_3$ , а также разности, сложенные доломитом и смесью этих минералов. Состав известковых туфов подтверждается данными термических исследований (рис. 21, обр. 4,5).

Кальцит слагает также многочисленны прожилки. Минерал представлен либо крупными кристаллами, либо волокнистыми, изогнутыми зернами, что связано с проявлением тектонической активности в период выполнения трещин кальцитом. Согласно данным химического анализа, формулы кальцита имеют следующий вид:  $(Ca_{0,965} Mg_{0,011} Fe_{0,020} Mn_{0,004})CO_3$  и  $(Ca_{0,970} Mg_{0,017} Fe_{0,012} Mn_{0,001})CO_3$ . Показатель преломления  $n_m = 1,658-1,659$ . В жильных кальцитах были изучены включения минералообразующей среды. В кальцитах отмечены первичные и мнимовторичные включения. Гомогенизация первичных включений наступила при температуре 103-119°C. Температура гомогенизации мнимовторичных включений составляла 77-86°C. Наряду с этим были отмечены низкотемпературные включения с температурой 22°C.

В кремнисто-марганцевых породах, образование которых связывается с подводной эксаляционной деятельностью, основная масса сложена родохрозитом, дащем на рентгенограмме серию четких линий с  $d = 3,65; 2,84; 2,38; 2,17; 1,76 \text{ \AA}$  (табл. 2, обр. 1).

Карбонаты входят в состав диагенетических конкреционных образований, довольно широко развитых в толщах мел-палеогенового флиша. Конкреционные образования представлены поликомпонентными изоморфными смесями железа, кальция, магния, в единичных случаях марганца. Ведущая роль в составе карбонатной составляющей принадлежит сидериту (чаще - магниевому сидериту), доломиту, кальциту, реже - анкериту и родохрозиту. Марганец редко образует самостоятельные минералы, а обычно входит в виде изоморфной примеси в состав других карбонатных минералов. Наибольшим разнообразием отличаются карбонатные конкреции из палеогеновых отложений. Поликомпонентность конкреций хорошо иллюстрируется данными рентгеноструктурного и термического анализов (табл. 2, обр. 2-7 и рис. 21, обр. 6-10).

В изученных образцах кальцит индицируется по линиям с  $d = 3,022-3,026; 2,488; 2,275-2,277; 1,903-1,909; 1,863-1,867;$

Результаты замеров межплоскостных расстояний ( $d$ , Å) карбонатных пород

Обр. 1		Обр. 2		Обр. 3		Обр. 4		Обр. 5		Обр. 6		Обр. 7	
$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$	$I$	$\frac{d}{n}$
36	7,07	32	10,05	10	5,01	9	9,96	26	13,79	18	14,23	25	14,31
20	4,25	19	4,26	10	4,25	5	4,43	48	9,99	19	9,99	39	9,99
36	3,65	33	3,60	11	3,83	5	4,25	55	7,07	52	7,07	76	7,07
18	3,52	76	3,333	37	3,337	10	3,70	28	4,96	14	4,71	23	4,70
95	3,34	17	3,207	100	3,022	3	3,50	35	4,25	10	4,47	30	4,25
100	2,847	100	2,795	40	2,895	20	3,333	28	3,60	19	4,25	35	3,59
12	2,576	9	2,455	40	2,795	31	3,026	35	3,52	9	4,00	42	3,53
16	2,451	17	2,346	18	2,483	100	2,898	100	3,333	31	3,53	87	3,341
39	2,386	21	2,125	7	2,354	7	2,683	23	3,200	100	3,340	25	3,185
12	2,276	22	1,970	10	2,137	10	2,557	66	2,798	16	3,185	75	3,022
35	2,176	11	1,799	8	2,139	14	2,408	18	2,696	5	3,039	100	2,789
15	2,125	36	1,735	19	2,080	7	2,277	19	2,550	28	2,832	22	2,559
40	1,998	12	1,538	10	2,022	27	2,196	27	2,457	29	2,795	18	2,455
21	1,817	19	1,507	8	1,963	5	2,084	12	2,346	8	2,696	18	2,344
50	1,767	11	1,430	20	1,903	18	2,014	21	2,126	12	2,629	19	2,277
25	1,535	13	1,388	24	1,863	9	1,909	16	1,971	20	2,524	14	2,184
18	1,451			11	1,855	7	1,867	17	1,809	20	2,455	28	2,129
20	1,376			12	1,728	25	1,808	23	1,737	11	2,277	19	2,089
				13	1,717	29	1,790	16	1,505	11	2,248	19	1,957
				6	1,619	9	1,546	14	1,432	10	2,123	21	1,904
				11	1,592	5	1,501	15	1,381	5	2,077	18	1,865
				11	1,547	8	1,466	18	1,286	12	1,978	17	1,809
				11	1,500	6	1,435			20	1,814	36	1,734
				13	1,429	5	1,416			14	1,747	10	1,595
				11	1,382	7	1,388			21	1,538	13	1,538
				10	1,283					12	1,498	17	1,502
										9	1,449	10	1,468
										13	1,370	14	1,420
										10	1,254	20	1,370

доломит - 2,895-2,898; 2,408; 2,196; 2,014-2,022. Сидерит дает серию четких линий с  $d = 3,52-3,60$ ; 2,795-2,798; 2,344-2,346; 2,125-2,129; 1,95-1,97; 1,734-1,737; в рентгенограммах повсеместно зафиксирована примесь хлорита, гидрослюда и кварца. Наличие этих минералов в конкрециях свидетельствует о том, что вмещающий осадок оставался во время формирования конкреций еще рыхлым, не полностью литифицированным.

Кремнезем является широко распространенным материалом, составляющим основную массу кремнистых пород и кремней из известняков, цемент песчаников и алевролитов, а также выполняющим трещины, остатки раковин, поры и пустоты в породах. При изучении минеральной формы кремнезема кроме оптических и химических исследований использовались методы рентгеноструктурного и электроннографического анализов.

Одним из методов, при помощи которого можно решить некоторые минералого-генетические вопросы формирования кремнистых образований, является электронно-микроскопическое изучение реплик поверхности скола пород. Начало этому методу было положено исследованиями Р.Л.Фолка и Ч.Е.Вивера [69]. Применение метода угольных реплик послужило основанием А.Д.Петровскому и В.А.Шитову, И.В.Хворовой и А.Л.Дмитрику [70,71] для выяснения природы кремнистых пород из вулканогенно-кремнистых формаций Урала и Северного Казахстана, а также для выделения шести типов реликтовых поверхностей и трех главных типов микроструктур кремнистых образований (глобулярной, субкристалломорфной и кристалломорфной).

Электронно-микроскопическим изучением поверхностей скола основных типов кремнистых пород установлена достаточно четкая информация о структуре порообразующего кремнистого вещества. Выявленные структурные особенности кремнистого вещества наряду с другими признаками характеризуют определенный генетический тип породы, а также иногда являются индикаторами эпигенетической зональности. Электронно-микроскопические исследования проводились на электронном микроскопе УЭМБ-100 при увеличении в 9000-14000 раз. На основании полученного материала можно выделить четыре типа "репликовых поверхностей" [69,71].

Первый - субновакулитовый. Этот тип поверхности свойствен основной массе фтанитов. Существует несколько разновидностей этого типа поверхности. Первая приведенная нами разновидность субновакулитового типа (фото 8) характеризуется разными по форме, угло-

ватыми, иногда оскольчатыми выступами (блоками), неправильной формы и часто разной величины. Эти выступы разделены довольно глубокими "трещинками", вследствие чего здесь нет однообразного мозаичного рисунка. Вторая разновидность (фото 9) отличается от первой, некоторой обтекаемостью выступов и сглаженностью их ребер. Иногда выступы усеяны округлыми бугорками и ямками, придающими поверхности губчатый облик. Субновакулитовой поверхности соответствует субкристалломорфная структура.

Второй тип — мелкобугорковый (губчатый). Этот тип репликовых поверхностей характерен для фтанитов, отличающихся высоким содержанием органического вещества (фото 10). Он отличается тем, что поверхность его не имеет ясно очерченных блоков, а состоит из мелких ямок и бугров неправильной формы, производя впечатление губчатой поверхности. На отдельных бугорках появляется кристаллическая огранка, и они приобретают форму мелких блоков. Мелкобугорковой поверхности соответствует глобулярная структура, характерная для халцедоновых пород.

Третий тип — новакулитово-мелкобугорковый (губчато-блоковый) был отмечен в кремнях из карбонатных пород (фото 11). Поверхность этого типа состоит из блоков с хорошо выраженной кристаллографической огранкой. На поверхности граней рассеяны скопления мелких изометричных бугорков. Поверхность отражает наличие двух фаз: более крупных идиоморфных кристаллов и мельчайших глобулей на их гранях, что свидетельствует о более позднем образовании глобулей. Этому типу поверхности отвечает кристалломорфно-глобулярная структура. По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 3) кварц, слагающий кремни, среди всех изученных разновидностей кремнистых пород характеризуется самой низкой степенью кристалличности. Мы присоединяемся к предположению Ю.Н.Сеньковского [72] о том, что элементы новакулитового типа поверхности в этих образованиях являются, вероятно, унаследованными от микроструктуры первичной карбонатной породы, претерпевшей на некоторых участках кремневый метасоматоз.

Четвертый тип — натековидный. Этот тип репликовых поверхностей наблюдается в кремнисто-родохрозитовых породах, в формировании которых участвовали гидротермы, поставившие в морскую воду кремнезем, уголекислоту и марганец. Поверхность неровная, со сложным рисунком, обычно волнистая и даже "складчатая" (фото 12). Сравнительно ровные участки сочетаются с рельефными. Такого рода

Результаты рентгеноструктурного изучения  
степени кристалличности кварца\*

Порода	$\frac{d}{n}$ ( $10\bar{1}0$ )	$\Delta$ - полуширина рефлекса $10\bar{1}0$ кварца, мин. дуги
Кварц эталонный	4,25	6,9
Фтаниит (зоцен)	4,25	7,3
Кремнисто-родохрозитовая порода (зоцен)	4,265	7,7
Фтаниит (олигоцен)	4,26	8,3
" (зоцен)	4,25	8,6
" (олигоцен)	4,255	9,0
" "	4,26	9,2
" (нижний мел)	4,25	9,4
" "	4,26	10,0
Кремень из известняка	4,255	11,1

\* Образцы расположены по уменьшению степени кристалличности кварца.

структуру И.В.Хворова и А.Л.Дмитрик [71] определяют как коллоидную.

Результаты рентгенометрического изучения выделенных типов кремнистых пород доказывают однообразие их минерального состава. Породы состоят из кварца, который несколько отличается по величине "структурного совершенства", выраженной полушириной рефлекса  $10\bar{1}0$  кварца -  $\Delta$ . На основании измерения полуширины рефлекса (4,25-4,26 Å) на дифрактограммах была составлена табл. 3, где образцы следуют в порядке убывания степени кристалличности кварца. Как видно из табл. 3, наибольшей степенью кристалличности характеризуется кварц из фтаниитов с ничтожной примесью органического материала, а также кремнистой составляющей кремнисто-родохрозитовых пород. В сильно битуминозных фтаниитах и кремнях из карбонатных пород степень кристалличности кварца уменьшается. Изученные кремнистые породы претерпели примерно в равной степени преобразования на стадии глубинного эпигенеза. Поэтому, очевидно, степень кристалличности кремнистого вещества регулировалась в основном составом примеси. Г.И.Бушинский [73], рассматривая вопрос ингибиторов и стимуляторов в литогенезе, отметил большое влияние органического вещества как катализаторов процессов аутигенного минералообразования, с одной стороны, и как ингибиторов процесса рас-

кристаллизации кремнезема — с другой. Органическое вещество тормозило возникновение кристаллических форм. Глобулярная микроструктура кремнистой массы в некоторых фанитах из олигоценовых отложений обусловлена обилием органического вещества, затрудняющего раскристаллизацию кремнезема. Высокая степень кристалличности кварца в кремнисто-родохрозитовых породах может быть связана с тем, что гелеобразный осадок кремнезема, поступавший в водоем в результате поствулканических процессов, быстро раскристаллизовывался в кварц. Экспериментальные исследования механизма кристаллизации гелей поликремневой кислоты в гидротермальных условиях позволили Б.М.Мицкоку [74] установить, что при больших скоростях реакций аморфный кремнезем превращается непосредственно в кварц. Н.Г.Бродская [75] также приходит к выводу о том, что процесс кристаллизации кремневого геля, образующегося в зонах выходов термальных источников, заключается в переходе аморфной кремнекислоты в кварц. Стадии образования кристобалита в этих случаях, видимо, нет.

Кремнезем — широко распространенный цементирующий материал в обломочных породах, где обнаружена различная степень перекристаллизации его от криптокристаллического до волокнистого. Мозаичные и радиально-лучистые агрегаты кварца выполняют поры и пустоты в породах. Кроме того, кварц замещает раковины радиолярий, внутренняя часть которых нередко сложена опалом. В кремнистых и глинисто-кремнистых породах кварц часто наблюдается в виде прожилков, где он образует удлиненно-призматические зерна либо мозаичные агрегаты.

В терригенно-карбонатных, реже в терригенных породах отмечен процесс регенерации обломочного кварца. Регенерационные каемки обычно прозрачные, без каких-либо включений. Оптическая ориентировка зерна и новообразованной части одинаковая. В некоторых песчаниках наблюдается регенерационный тип цементации. Большинство исследователей согласно с тем, что эти образования возникают в процессе эпигенеза. По вопросу источника кремнезема мнения существенно расходятся. Скорее всего источником был обломочный кварц, который растворялся в процессе диагенеза или эпигенеза в щелочной карбонатной среде, образуя коллоидные растворы, которые мигрировали в соседние толщи пород, где и происходило выпадение вторичного кварца.

Значительная роль среди минералов кремнезема принадлежит кварцину, который образует каемки (главным образом в породах ме-

лового флиша) вокруг обломков обугленного растительного детрита (фото 13), чешуек слюды и рудного минерала.

Пирит в меловых и палеогеновых породах повсеместно распространен. Наиболее высокие его концентрации наблюдаются в меловых отложениях Раховской, Черногорской и Дуклянской зон, а также в олигоцене Дуклянской зоны. Здесь содержание пирита иногда достигает 60–85% состава тяжелой фракции. В битуминозных толщах пирит обычно диагенетический, но может быть и эпигенетическим. Внедрение сульфатных вод в эти породы сопровождается превращением их в воды сероводородные, что в дальнейшем приводит к образованию пирита, галенита и других сульфидов.

Чаще всего пирит замещает обломки углефицированных растительных остатков с сохранением структуры древесины либо инкрустирует растительные остатки. Пирит также развивается в виде микроконкреций, иногда образует цемент песчаников (фото 14). Наряду с этим наблюдается пирит более поздней генерации (эпигенетический) в виде крупных (до 5 мм) зерен кубической формы (фото 15).

Глауконит. Судя по взаимоотношениям с обломочными зернами, минерал может быть также отнесен к аутигенным образованиям. Глауконит повсеместно наблюдается в меловых породах Черногорской зоны в количестве 6–9%, встречается спорадически в эоценовых породах Дуклянской зоны, достигая максимального содержания в породах олигоцена (10–13%). Наблюдаются две разновидности глауконита: 1) густо-зеленые сгустковой и почковидной форм зерна с  $n_g = 1,623$ – $1,646$ ; по периферии зерен наблюдаются точечные выделения рудного минерала; 2) светло-зеленый глауконит, заполняющий промежутки между зернами кластических минералов с  $n_g = 1,586$ – $1,594$ . В единичных случаях в породах олигоцена встречаются зерна глауконита с  $n_g > 1,700$ . Светло-зеленый глауконит выполняет также раковины фораминифер.

Аутигенный полевой шпат ограниченно развит и отмечен главным образом в меловых породах. Он образует две формы выделения: идиоморфные зерна кислых плагиоклазов в карбонатных породах и регенерационные каемки вокруг зерен обломочного плагиоклаза.

В песчаных и перекристаллизованных известняках раховской свиты плагиоклаз образует неправильные и идиоморфные зерна прямоугольной, таблитчатой и ромбоэдрической форм, размером 0,2–0,5 мм. По составу плагиоклаз соответствует олигоклазу № 28, сдвойниковаанному по альбит-эстерельскому закону (см. табл. 1). В зернах нередко

обнаруживается зональность благодаря развитию тонких каемок кальцита, повторяющих внешнюю форму очертаний зерна. В песчаных известняках, кроме того, отмечены таблитчатые зерна аутигенного альбита № 2, сдвойникованные по карлсбадскому закону.

Образование аутигенных плагиоклазов наблюдается в пределах отдельных прослоев известняка и связано, вероятно, с действием подземных вод в результате обменной реакции, когда раствор отдает ионы  $Na$  и получает взамен эквивалентный заряд в виде ионов  $Ca^{2+}$ . Алюминий, необходимый для образования плагиоклазов, мог поступать из примесей глинистых минералов, которые постоянно бывают в известняках.

Аутигенный плагиоклаз образует регенерационные каемки вокруг зерен обломочных плагиоклазов (см. фото 6 и 7). При этом трещины спайности зерна продолжают и на регенерационную каемку, а рисунок двойникования, характерный для обломочного ядра, не всегда распространяется на материал обрастания. Каемки обычно прозрачные, в то время как обломочное ядро загрязнено различными включениями.

К числу новообразований титановых минералов можно отнести часть лейкоксеновых агрегатов, образовавшихся за счет ильменита; рутила, сфена. Однако лейкоксен не является стойким минералом и в результате перекристаллизации переходит в агрегат аутигенных кристаллов анатаза и брукита. Анатаз в заметном количестве (6–15% состава тяжелой фракции) встречается в породах раховской и белотисенской свит (нижний мел), а также в отложениях ужокских и гуснянских слоев (эоцен Дуклянской зоны). Анатаз выполняет иногда пустоты в известковых туфах.

### Глинистые минералы

Глинистые минералы составляют основную массу глинистых и глинисто-кремнистых пород, а также входят в состав цемента обломочных пород. В составе цемента глинистые минералы в различной степени перекристаллизованы и образуют тонкочешуйчатые буровато-зеленоватые агрегаты. В алевролитах чешуйки нередко линейно ориентированы, а на некоторых участках наблюдается их сегрегация в отдельные прослои. У контактов с обломочными зернами происходит укрупнение чешуек. В филитовидных аргиллитах чешуйки глинистых минералов характеризуются субпараллельной ориентировкой. Четко выраженное однообразно ориентированное строение обуславливает появление структур, близких к микролепиллобастовым. В глинистых и

глинисто-кремнистых породах строение глинистого материала преимущественно тонкодисперсное.

Глинистая составляющая большинства пород мел-палеогеновой флишевой формации представлена характерной для геосинклинальных областей хлорит-гидрослюдистой ассоциацией. Глинистый материал в породах мелового флиша характеризуется значительным постоянством на всей изученной территории. Данные рентгеноструктурного анализа глинистой составляющей этих пород свидетельствуют о том, что она представлена гидрослюдой и хлоритом (табл. 4, обр. 1-6). В породах шипотской свиты наблюдается резкое преобладание гидрослюда (табл. 4, обр. 3). Формирование преимущественно гидрослюдистого состава глинистых пород часть исследователей [76] связывает с наличием в бассейне седиментации большого количества органического материала. Гидрогенизация его в осадке способствует фиксации калия в межслоевых промежутках монтмориллонита, что приводит к преобразованию монтмориллонита в гидрослюда еще в осадке. Исследования последних лет показали, что современные глинистые осадки фиксируют из морской воды в основном натрий и магний [77]. Большинство исследователей считает, что калий концентрировался в интерстициальных водах, находящихся в морских илах, и после глубокого погружения пород фиксировался в глинистых минералах, образуя смешанно-слоистые иллит-монтмориллонитовые образования и иллит. Выявленная зональность ассоциаций глинистых минералов в разрезе мел-палеогеновой флишевой формации подтверждает эту точку зрения.

По данным рентгеноструктурного анализа, глинистое вещество в породах палеоцена представлено также ассоциацией гидрослюда + хлорит (табл. 4, обр. 7,8). Наиболее разнообразным составом отличается глинистая составляющая пород эоцена и олигоцена. В ее составе отмечены гидрослюда, хлорит, смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда - монтмориллонит, монтмориллонит и каолинит (табл. 4, обр. 9-19).

Наиболее распространенным глинистым минералом является гидрослюда, которая повсеместно дает серию четких линий с  $d = 9,89-10,11; 4,95-5,04; 3,30-3,34 \text{ \AA}$ . Диктаэдрический характер гидрослюда определяется наличием рефлекса с  $d = 1,48-1,49 \text{ \AA}$ . Хлорит индицируется по линиям с  $d = 13,86-14,31; 7,01-7,08$  и  $3,49-3,53 \text{ \AA}$ .

Смешанно-слоистый минерал представлен неупорядоченным переслаиванием гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов и индицируется по наличию межслоевых расстояний порядка  $10,47-10,85 \text{ \AA}$ . После

прогрева при температуре  $450^{\circ}\text{C}$  монтмориллонитовые слои уменьшаются до  $9,99 \text{ \AA}$  (табл. 4, обр. 19), что является одним из доказательств наличия монтмориллонитовых слоев в смешанно-слоynom образовании. О неупорядоченности смешанно-слоynных образований свидетельствует наблюдаемое при насыщении глицерином смещение в сторону меньших межплоскостных расстояний, например, в пределах  $10,85-9,95 \text{ \AA}$  (табл. 4, обр. 9) и  $10,47-9,81 \text{ \AA}$  (табл. 4, обр. 19) и т.д.

После обработки горячей  $\text{HCl}$  в образцах, содержащих каолинит, наблюдается увеличение значений базальных рефлексов с  $d = 7,03-7,07$  и  $3,52 - 7,09-9,17$  и  $3,56 \text{ \AA}$  (табл. 4, обр. 12, 13).

О наличии монтмориллонита свидетельствует увеличение после насыщения глицерином межплоскостных расстояний от  $14,63; 14,71; 14,47; 14,01$  и  $13,93 \text{ \AA}$ , соответственно, до  $17,57; 17,65; 17,63; 18,30$  и  $17,65 \text{ \AA}$  (табл. 4, обр. 12-14, 17).

Следует отметить, что различные стратиграфические горизонты характеризуются определенной ассоциацией глинистых минералов. Для пород мела и палеогена характерна ассоциация гидрослюда + хлорит, которая развита в обломочных, глинистых и кремнистых породах (табл. 4, обр. 1-8). В палеогеновом разрезе Черногорской зоны в глинистых, кремнистых и карбонатных породах преобладает ассоциация: смешанно-слоynный минерал типа гидрослюда - монтмориллонит + каолинит (табл. 4, обр. 9). В обломочных породах Дуклянской зоны глинистая составляющая также представлена ассоциацией гидрослюда + хлорит (табл. 4, обр. 10). В глинистых и глинисто-кремнистых породах появляются смешанно-слоynные образования и хлорит, иногда в заметном количестве отмечен каолинит (табл. 4, обр. 11). Глинистое вещество глинистых, кремнистых и карбонатных отложений зоны Подгалья представлено монтмориллонитом, гидрослюдой и каолинитом (табл. 4, обр. 12, 13). В породах Магурской зоны преобладает ассоциация монтмориллонит + гидрослюда + каолинит (табл. 4, обр. 14). Глинистые, кремнистые и карбонатные породы зоны Мармарошского массива и Мармарошских утесов включают глинистое вещество, представленное смесью смешанно-слоynный минерал + каолинит + хлорит (табл. 4, обр. 15, 16). Карбонатные породы зоны Пенинских утесов содержат глинистое вещество состава монтмориллонит + хлорит + каолинит (табл. 4, обр. 17). В отложениях олигоцена Дуклянской зоны в обломочных породах глинистый материал характеризуется следующим составом: гидрослюда + каолинит + хлорит, в глинистых и кремнистых породах - смешанно-слоynный минерал типа гидрослюда - монтмориллонит + каолинит (табл. 4, обр. 18, 19).

Т а б л и ц а 4

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на рентгенограммах глинистого вещества пород флишевой формации\* (фракция <0,001 мм)

Обр. 1		Обр. 2		Обр. 3		Обр. 4		Обр. 5		Обр. 6		Обр. 7		Обр. 8	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
46	14,22	92	10,11	97	9,99	12	14,08	51	13,48	78	9,84	23	13,93	12	13,86
100	10,08	88	7,18	23	7,07	62	10,09	60	9,76	41	7,07	93	10,15	58	9,99
100	7,08	60	5,02	36	5,00	20	7,07	100	6,98	56	4,92	41	4,97	15	7,07
51	5,00	22	4,83	22	4,49	20	4,96	10	4,81	27	4,74	25	4,44	36	4,97
12	4,79	11	4,44	34	3,50	22	4,72	12	4,50	41	3,50	15	4,18	29	3,49
25	4,23	70	3,53	100	3,317	12	4,50	9	4,23	100	3,313	31	3,49	100	3,306
44	3,50	100	3,35	24	2,557	22	4,25	100	3,53	66	3,022	100	3,313	6	2,223
100	3,33	21	3,047	16	2,455	10	3,76	100	3,30	20	2,833	31	2,547	12	2,125
37	3,021	30	2,860	14	2,382	25	3,51	28	3,183	16	2,552	18	2,404	41	1,988
30	2,823	25	2,606	14	2,122	100	3,333	13	2,930	10	2,275	38	1,983	7	1,809
21	2,569	10	2,498	31	1,984	10	2,986	10	2,823	8	2,184	22	1,653	14	1,671
15	2,454	13	2,405	17	1,695	12	2,844	21	2,575	12	2,115	20	1,498	11	1,632
11	2,268	23	2,310	18	1,653	8	2,571	20	2,504	38	1,983	13	1,370	14	1,501
12	2,134	20	2,154	18	1,500	11	2,457	17	2,122	11	1,904			11	1,418
35	1,998	91	2,016	12	1,373	7	2,279	24	2,106	13	1,863			12	1,403
20	1,823	10	1,837			4	2,225	26	1,981	16	1,637			17	1,344
		74	1,660			9	2,125	35	1,803	10	1,535				
		17	1,556			25	2,069	20	1,638	11	1,411				
		10	1,514			17	1,814	33	1,538	13	1,347				
		11	1,429			11	1,538	9	1,500						
						8	1,500	19	1,370						
						6	1,449	10	1,284						
						15	1,370								

\* Обр. 1-6 - мел; обр. 7,8 - палеоцен; обр. 9-17 - эоцен; обр. 18,19 - олигоцен.

Продолжение табл. 4

Обр. 9		Обр. 10				Обр. 11		Обр. 12					Обр. 13							
природный		насыщен глице- рином		I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	природный		насыщен глице- рином		обрабо- тан в теплой НСЛ		природный		насыщен глице- рином		обработан в теплой НСЛ		
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$					I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I
65	10,85	71	9,95	19	13,93	14	13,93	73	14,71	100	17,65	67	13,58	90	14,47	100	17,65	40	14,31	
77	10,03	39	4,91	100	10,03	100	10,15	39	9,88	46	14,23	50	9,99	51	9,92	58	9,96	47	9,92	
20	7,14	43	4,43	22	7,07	66	7,07	37	7,03	68	9,92	22	7,17	53	7,07	58	7,11	15	7,09	
32	4,97	38	4,15	9	4,95	19	4,96	29	4,95	58	7,05	25	4,97	35	4,98			23	4,97	
15	4,46	100	3,333	17	4,73	13	4,70	17	4,70			17	4,375	15	4,45			11	4,432	
18	4,25			28	3,514	5	4,25	20	4,432			16	4,237	13	4,237			18	4,237	
31	3,50			79	3,333	46	3,53	20	4,237			29	3,561	51	3,524			7	3,543	
100	3,341			12	2,989	85	3,333	36	3,524			100	3,317	100	3,321			18	3,524	
17	2,559			13	2,809	7	2,823	100	3,329			17	2,552	24	3,030			100	3,325	
12	2,115			9	2,557	9	2,557	30	3,181			10	2,401	10	2,560			14	2,971	
28	1,986			9	2,492	18	1,994	20	2,960			7	2,120	9	2,374			7	2,753	
8	1,812			7	2,122	13	1,638	17	2,850			24	1,990	5	2,206			10	2,548	
15	1,629			30	1,988			21	2,557			7	1,913	8	2,120			10	2,491	
12	1,538			6	1,647			15	2,380			12	1,644	24	1,983			11	2,451	
14	1,501			6	1,495			5	2,227			12	1,495	7	1,812			8	2,376	
16	1,372							9	2,120			8	1,369	13	1,639			9	2,119	
13	1,339							24	1,986					11	1,536			26	1,986	
								10	1,810					10	1,496			6	1,811	
								12	1,644					6	1,429			8	1,644	
								10	1,513									7	1,531	
								13	1,494									7	1,501	
								6	1,421									5	1,447	
								12	1,368											

Окончание табл. 4

Обр. 14				Обр. 15		Обр. 16		Обр. 17				Обр. 18		Обр. 19			
природный		насыщен глицери- ном		I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	природный		насыщен глицери- ном		I	$\frac{d}{n}$	природный		обработан в теплой НСИ	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$					I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$			I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
69	13,93	50	17,65	13	14,08	98	10,43	58	14,01	100	18,9	20	13,86	100	10,47	100	10,63
90	9,99	87	9,83	86	10,13	22	7,16	57	4,95	53	9,84	83	10,11	22	7,16	16	7,22
26	7,12	23	7,165	23	7,14	34	5,00	57	7,07	42	7,07	100	7,07	16	5,00	34	5,01
69	4,95	35	4,966	25	5,01	12	4,50	34	4,96	17	4,920	32	4,97	19	3,53	19	4,46
17	4,46	37	4,746	13	4,49	28	3,56	14	4,46	37	4,432	22	4,72	62	3,349	23	3,59
43	3,530	53	4,432	19	4,26	28	3,317	14	4,25	35	4,237	10	4,26	6	3,039	95	3,341
100	3,317	68	3,487	18	3,53	100	3,317	42	3,52	16	3,888	63	3,51	7	2,764	17	2,559
22	2,832	100	3,517	100	3,358	17	2,850	100	3,333	51	3,533	89	3,333	11	2,559	9	2,404
19	2,566	43	2,560	12	2,559	14	2,559	42	3,185	100	3,317	36	3,203	5	2,384		
19	2,550	25	2,480	11	2,457	7	2,182	21	3,019	35	2,877	15	2,847	5	2,131		
16	2,446	25	2,405	7	2,374	5	2,131	48	2,880	35	2,543	11	2,547	16	1,990		
10	2,384	12	2,241	6	2,279	4	1,995	12	2,578			10	2,453	5	1,651		
9	2,348	15	2,181	5	2,239	11	1,653	15	2,415			9	2,372	5	1,495		
9	2,236	43	1,983	8	2,129	7	1,498	8	2,198			13	2,125				
19	2,025			16	1,991	11	1,347	33	1,990			25	1,990				
50	1,983			14	1,818	12	1,336	12	1,630			9	1,814				
29	1,951			9	1,671			11	1,537			13	1,657				
16	1,653			9	1,653			10	1,485			11	1,534				
12	1,591			13	1,540							11	1,483				
16	1,498			8	1,500												
14	1,445			6	1,489												
				5	1,449												
				14	1,370												

Полиминеральность глинистой составляющей пород палеогена подтверждается дифрактометрическими исследованиями. Наличие в породах каолинита на кривых ДТА не обнаружено (рис. 22).

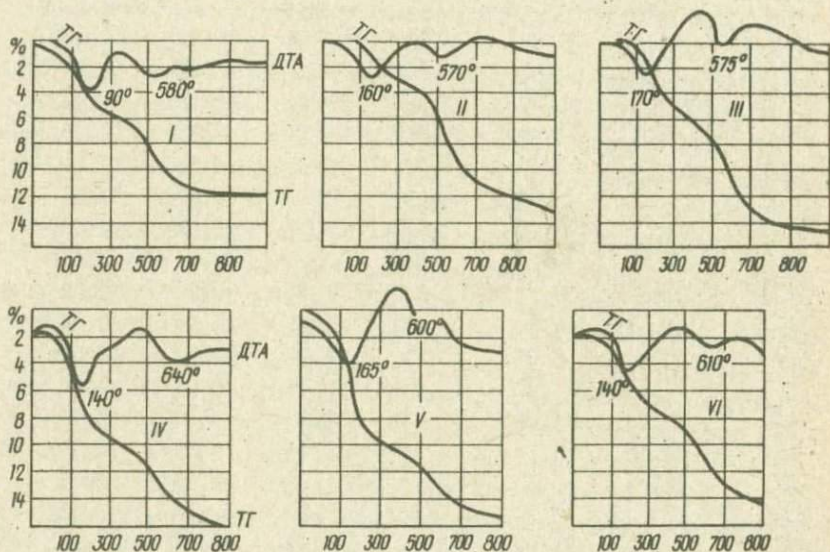


Рис. 22. Кривые ДТА и ТГ вещества глинистых пород, фракции  $< 0,001$  мм. Аргиллиты: I - III - мелового, IV - VI - палеогенового возраста.

Данные химического анализа фракций  $< 0,001$  мм пород также отражают разнородный состав глинистой составляющей в отложениях палеогенового флиша (табл. 5). Увеличение содержания  $Al_2O_3$  и щелочей в обр. 6 относительно других образцов, уменьшение  $Fe_2O_3$  и  $FeO$  свидетельствуют о преимущественно каолинит-гидрослюдистом составе. Уменьшение содержания  $Al_2O_3$  и увеличение суммарной воды являются показателем наличия монтмориллонита (табл. 5, обр. 5). Во фракциях, содержащих хлорит, увеличивается содержание  $FeO$  и  $MgO$  (табл. 5, обр. 3). В образцах, обогащенных гидрослюдой, повышается процент  $K_2O$ .

Исследования показали, что состав глинистого вещества цемента песчаников и сопутствующих аргиллитов и кремнистых пород в большинстве случаев одинаковый. Наличие смешанно-слоистой фазы в глинистых и кремнистых породах связано с тем, что нахождение в

Химический состав фракций <0,001 мм  
из пород палеогенового флиша, %

Компонент	Обр.1	Обр.2	Обр.3	Обр.4	Обр.5	Обр.6
$SiO_2$	47,11	46,87	43,24	48,02	46,82	47,41
$TiO_2$	0,55	0,64	0,64	0,72	0,57	0,59
$Al_2O_3$	25,00	24,17	25,30	22,05	22,49	27,37
$Fe_2O_3$	7,91	4,76	7,80	6,08	7,63	2,02
$FeO$	1,50	2,00	3,29	1,64	1,93	3,57
$MnO$	0,06	0,02	0,04	Следы	0,04	0,03
$MgO$	2,58	3,35	3,68	2,83	3,27	3,29
$CaO$	0,14	0,28	0,07	0,15	0,21	0,21
$Na_2O$	0,52	0,24	0,32	0,16	0,24	0,32
$K_2O$	4,58	6,20	4,76	5,46	5,06	6,00
$P_2O_5$	0,06	0,06	0,06	0,04	0,07	0,06
$S$	0,01	0,08	0,09	0,05	0,06	0,05
$H_2O^-$	3,42	3,47	3,34	4,49	4,57	2,31
$H_2O^+$	5,25	3,86	5,46	3,41	5,07	4,59
$CO_2$	1,58	3,69	2,11	4,20	2,00	2,11
$Сор_2$	-	0,23	0,12	0,92	0,18	0,16
Сумма	100,27	99,92	100,32	100,22	100,21	100,09

Примечание: обр.1 - аргиллит (Черногорская зона); обр.2 - кремнистая порода (Дуклянская зона); обр.3 - глинистый фтанит (Дуклянская зона); обр.4 - песчаник (Магурская зона); обр.5 - аргиллит (Магурская зона); обр.6 - глинистый известняк (зона Мармарошских утесов).

плотной тонкодисперсной среде часто с большим содержанием органического материала затрудняло процесс ее кристаллохимической трансформации и преобразование в устойчивую ассоциацию диоктаэдрической гидрослидцы и хлорита. Различия в количественных соотношениях гидрослидцы и хлорита, которые устанавливаются данными рентгеноструктурных и химических исследований, находятся в прямой зависимости от состава обломочного материала песчаников. Такую же зависимость отмечали в своих работах А.Г.Коссовская и др. [78,79]. Высокое содержание фемических минералов приводит к обогащению интерстиционных растворов магнием и железом, что ведет к образованию хлорита. Разрушение полевых шпатов гранитоидов способствует появлению щелочей, в частности калия, что приводит к образованию гидрослид.

Зависимость состава глинистого вещества от состава обломочного материала сопутствующих песчаных пород свидетельствует, вероятно, об обломочном происхождении терригенной мути, процесс окончательного минералогического оформления которой происходил в диагенезе и эпигенезе. Наличие метастабильных смешанно-слоистых фаз свидетельствует о маловероятном чисто обломочном происхождении основной массы глинистых минералов. С преобразованием пирокластички, очевидно, связано появление монтмориллонита. Таким образом, генезис большинства глинистых минералов можно рассматривать как обломочно-аутигенный. Особое место в ассоциации глинистых минералов занимает каолинит, который не мог появиться как обломочный минерал. Отсутствие кор выветривания в областях питания, быстрый подъем территории питающей провинции и быстрое захоронение незрелого обломочного материала в процессе формирования флиша препятствовало развитию каолинита. С другой стороны, наблюдается прямая корреляционная связь каолинита с глауконитом (светло-зеленая разность более поздней генерации), который был, очевидно, сингенетичным каолиниту в процессе диагенеза. Глауконит является минералом-индикатором слабоокислительной или глауконитовой минералого-геохимической фации (по Г.И.Теодоровичу). Слабоокислительным условиям среды соответствует и каолинитовая минералого-геохимическая фация. Наличие этих минералов в породах, характерных для восстановительных условий (обилие органики, пирита и др.), свидетельствует об изменении рН и смене геохимической обстановки, которая в целом не отразилась на сформированных породах. Разложение органического вещества могло создавать в осадке локальные участки, характеризующиеся кислой средой. Таким образом, для каолинита наиболее вероятен аутигенный характер образования.

#### Органический материал

Органическое вещество в той или иной форме находится в большинстве пород мел-палеогеновой флишевой толщи. Как показали исследования Н.М.Страхова, Г.И.Бушинского и др. [80, 73], органическое вещество играет важную роль в процессе диагенетических преобразований осадков, в частности формирования аутигенных минералов, а также в процессах перекристаллизации вещества. Органический материал содержит информацию о термических, геохимических и других условиях образования пород.

Наиболее благоприятные условия для накопления органического вещества в осадках Карпатского флишевого бассейна создавались в период активного прогибания дна на ранних этапах развития геосинклинали и в период затухания геосинклинального режима, причем осадконакопление происходило в восстановительных условиях. Такая же закономерность в накоплении органического материала отмечается и для других геосинклинальных зон, в частности Кавказской геосинклинали [81].

Наибольшее содержание органического материала в изученных породах наблюдается в нижнемеловых отложениях и в олигоцене. По данным М.П.Габинета и др. [82], содержание органического вещества в меловых отложениях таково (%): соймльская свита - 0,51-1,98, раховская свита - 0,22-1,01, нижнешипотская подсвита - 0,80-4,29, верхнешипотская подсвита - 0,28-1,25, березнянская свита - 0,20-1,17. В большинстве эоценовых пород оно снижается в среднем до 0,07-0,46%. В отложениях олигоцена количество органического вещества снова увеличивается, где в отложениях глинистых и глинисто-кремнистых пород достигает 3,14-5,99% (дусьянские и менилитовые слои).

В изученных породах выделяется несколько морфологических разновидностей органического вещества: дисперсное рассеянное органическое вещество, находящееся в тонкой смеси с глинистой, кремнистой, реже - карбонатной массой пород и окрашивающее их в зависимости от концентрации в темно-серый и черный цвет; углистые частички удлиненной формы размером от 2-3 до 20-40 мм, иногда сохраняющие структуру растительных тканей. Эти темно-бурые и черные, матовые и блестящие включения нередко ориентируются субпараллельно, благодаря чему появляются слоистые текстуры в породах; твердые битумы темно-бурого цвета, выступающие в качестве цемента в песчаниках, а также заполняющие трещины и пустоты в породах.

В глинистых и глинисто-кремнистых породах с рассеянным дисперсным органическим веществом наблюдается много пирита, находящегося также нередко в дисперсной форме. Углистые частички и твердые битумы отмечены обычно в песчано-алевроитовых породах.

Различиям в морфологии органического материала отвечают и различия в составе органического вещества, в частности в характере его битумных компонентов.

Среди известных в настоящее время лабораторных методов исследования органического вещества термический анализ имеет извест-

ные преимущества, поскольку он применим к породам с весьма низким содержанием рассеянного и даже тонкодисперсного органического материала. В последнее время в термической лаборатории ВСЕГЕИ Л.М.Алексеев и Т.Н.Красавина [83] разработали специальную методику скоростного термического анализа применительно к различным типам органического вещества и получили их эталонные термографические характеристики.

Наиболее широко распространено в породах дисперсное рассеянное органическое вещество, которое также образует наиболее высокие концентрации. По данным термического анализа (рис. 23, обр. 1-6), этот материал соответствует органическому веществу сапропелевого типа. Битуминозные породы содержат большой процент минеральных примесей, поэтому на термограммах могут фиксироваться дополнительные термические эффекты, обусловленные фазовыми изменениями, происходящими в минеральных составляющих (например, процессы дегидратации глинистых минералов, диссоциации карбонатов, окисление железа и т.д.). На термограммах зарегистрирован экзотермический эффект с началом около  $250-300^{\circ}$ , с одним, двумя, реже - тремя перегибами, который заканчивается при температуре  $650-700^{\circ}\text{C}$ .

Термограммы углистых частичек (вторая морфологическая разновидность) соответствуют термограммам гумусовых углей (рис. 23, обр. 7-10). Термические кривые обломков углистого вещества, сохраняющего структуру растительных тканей, идентичны термограммам, полученным для современной древесины (рис. 23, обр. 7). Термограммы обр. 8-10 соответствуют термограммам спекающихся гумусовых углей. По мере повышения степени метаморфизма углистого вещества температура начала высокотемпературного эффекта смещается в интервал более высоких температур (рис. 23, обр. 10).

Термограмма твердого битума из цемента песчаника напоминает термограмму оксикерита (рис. 23, обр. 11). Она характеризуется растянутым экзотермическим эффектом, начинающимся при  $200^{\circ}$  и оканчивающимся при  $650^{\circ}\text{C}$ . Термическая характеристика битума, заполняющего трещины в породах, позволяет отнести его к олефениту.

Данные термического анализа свидетельствуют о том, что в гумусовых образованиях четко фиксируется степень преобразования в процессе их метаморфизации: от слабо метаморфизованной древесины в породах верхнего эоцена (рис. 23, обр. 7) до высокометаморфизованного углистого вещества в меловых породах из зоны надвига.

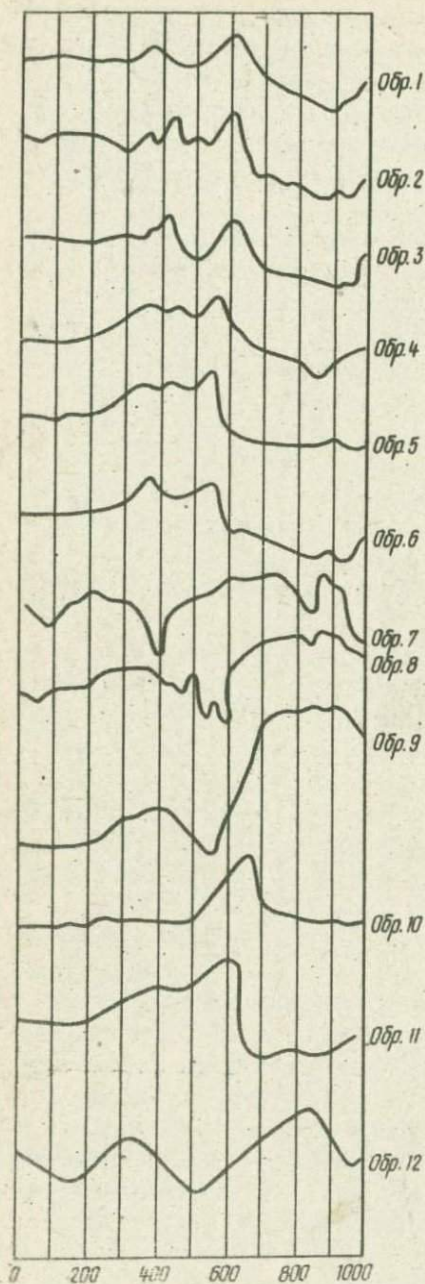


Рис. 23. Термограммы органического вещества.  
 Образцы: 1-6 - битуминозные породы с сапропелевым органическим веществом, 7-10 - гумусовые угли, 11, 12 - твердые битумы (оксикерит и олефинит).

Органическое вещество сапропелевого типа менее чувствительно к воздействию температуры и давления. Наблюдается лишь незначительный сдвиг высокотемпературного экзотермического эффекта в сторону интервала более высоких температур в меловых породах в сравнении с породами палеогена. При этом отсутствие каких-либо изменений на термограммах образцов, взятых из зон дислокаций (рис. 23, обр. 1,4), свидетельствует об отсутствии термального эффекта и о том, что дислокационный метаморфизм не сопровождался тепловым воздействием.

Органическое вещество является концентратором некоторых редких и рассеянных элементов. Существует даже термин "углефильные" элементы, куда относятся ванадий, хром, никель, германий, молибден, серебро, свинец, уран и др. Данные наших исследований по южному склону Карпат, а также данные по северному склону [84] показывают тесную связь этих элементов с органическим материалом. Исследования Е.Г.Разумной показали, что не менее 60% всего молибдена и не менее 35% количества ванадия в битуминозных породах связано с органическим веществом, которое сорбирует их на своей поверхности [85]. Глинистые и глинисто-кремнистые породы, содержащие органический материал сапропелевого типа, обычно характеризуются равномерным, сравнительно невысоким содержанием редких элементов. Повышение концентрации рудных компонентов приурочено к тектонически нарушенным зонам (зоны брекчирования, милонитизации, надвигов и т.д.). Концентрации отдельных элементов в морской воде намного ниже тех, которые обнаруживаются в битуминозных породах. Так, концентрация германия в морской воде менее  $10^{-8}\%$  [86]. Конечно, органическое вещество пород может концентрировать эти элементы из морской воды, но аномально высокие содержания их в изученных породах по сравнению с количеством в морской воде (содержание германия  $7 \cdot 10^{-3}\%$ ) вряд ли можно объяснить только адсорбцией из морской воды. Наиболее характерной ассоциацией аксессуарных элементов для сапропелевого типа органического вещества является ванадий - хром - молибден - свинец - цинк - серебро - уран. Особенность сапропелевого органического вещества проявляется в том, что окисленное в постседиментационный период оно продуцирует повышенное по сравнению с другими генетическими типами органики количество  $\text{CO}_2$ , благодаря чему в породах широко проявляется процесс карбонатного метасоматоза.

Характерная ассоциация элементов в гумусовых углях следующая: ванадий – германий – уран, концентрация которых также увеличивается в зонах тектонических нарушений.

Твердые битумы развиваются по трещинам и в порах пород. Они образовались из нафтоидов, которые были, по-видимому, продуктами возгона органического вещества, рассеянного в древних толщах пород, под влиянием высокотемпературных процессов. В битумах концентрируются вольфрам и другие элементы. По данным многих исследователей, в частности Р.Л.Эриксона и др. [87], уран, как и другие металлы, концентрируется в наиболее тяжелых асфальтовых фракциях нефти, образуя, вероятно, металл-органические соединения.

Приуроченность урана и других элементов к битуминозным породам, развитым в тектонически ослабленных зонах, свидетельствует о его вторичном, эпигенетическом осаждении. Наличие тектонически ослабленных зон способствовало более легкому проникновению подземных вод, обогащенных ураном, что приводило к дополнительной концентрации урана. Маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды, широко развитые в пределах складчатой области Карпат, способны особенно легко выщелачивать уран из пород фундамента и переносить его на значительные расстояния.

#### Изотопные особенности некоторых минералов

В изученных породах проводилось определение абсолютного возраста по таким минералам, как гидрослюда, глауконит и циркон. Различные значения абсолютного возраста, полученные по гидрослюдам, отражают различные соотношения аутигенной и в разной степени трансформированной кластогенной гидрослюды (табл. 6). Наибольшие значения абсолютного возраста 228–230 млн. лет были получены для гидрослюды из песчаников раховской свиты (нижний мел) и злинской свиты (эоцен), где преобладала кластогенная гидрослюда. Значение возраста 190 млн. лет, полученное по гидрослуде из аргиллитов раховской свиты, свидетельствует об увеличении роли аутигенной гидрослюды. Самый молодой возраст среди нижнемеловых отложений – 158 млн. лет – был получен по гидрослуде из аргиллитов шипотской свиты, образование которых происходило в значительном удалении от областей питания, что ограничивало поступление кластогенной гидрослюды.

Результаты определения абсолютного возраста  
гидрослюд и глауконита\*

Номер об- разца	Порода	Выделен- ный мине- рал	Геологиче- ский воз- раст	Калий, %	Аргон, г/г. 10 <sup>-7</sup>	Возраст, млн. лет
29/4	Песчаник	Гидрослюда	Эоцен	5,00	0,836	230
28/5	"	"	Нижний мел	2,90	0,480	228
171/7	Аргиллит	"	" "	2,90	0,409	190
20/4	"	"	" "	3,14	0,356	158
198/2	Алевролит	"	Верхний "	2,50	0,338	180
50/4	Глинистый фтанит	"	" "	1,57	0,124	115
52/6	Аргиллит	"	" "	3,87	0,338	124
45/2	"	"	Эоцен	6,00	0,391	92
50/1	Песчаник	Глауконит	Верхний мел	3,00	0,204	98

\*Анализы выполнялись в лаборатории ИГФМ АН УССР Б.Б.Зайдис.

Наиболее близкие к возрасту седиментации значения абсолютно-го возраста были получены по гидрослуде из глинистых фтанитов яловецкой свиты (115 млн. лет - верхний мел) и из аргиллитов соляных слоев (92 млн. лет - эоцен). Значения абсолютного воз-раста, полученные по глаукониту из отложений яловецкой свиты, равны 98 млн. лет.

Кроме того, определен абсолютный возраст по циркону из пес-чаников раховской свиты (1500 млн. лет) и из песчаников белоти-сенской свиты (960 млн. лет). Эти цирконы наблюдаются в кристал-лических породах Мармарошского массива, материал для образования которых поступал, видимо, из древних материнских пород возрастом не менее 960-1500 млн. лет (табл. 7).

Переходя из осадка в осадок, циркон не терял морфологиче-ских свойств в процессах седиментации, выветривания, диагенеза, эпигенеза и метаморфизма, что свидетельствует о его большой ус-тойчивости.

Геохронологическое изучение цирконов в осадочных породах может дать ответ на наличие древнейших материнских пород в Кар-патском районе, которые не обнаружены в настоящее время.

Карбонатные минералы служат материалом для изучения изотоп-ного состава кислорода и углерода. Для решения вопросов генези-са карбонатных пород в различные стадии литогенеза были подверг-нуты изотопному анализу карбонатные минералы из хемогенных, ор-

## Результаты определения абсолютного возраста цирконов

Место отбора (свита)	Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет по $\frac{207Pb}{206Pb}$
	$^{204}Pb$	$^{206}Pb$	$^{207}Pb$	$^{208}Pb$	
Раховская	0,244	79,73	10,66	9,36	1500
Белотисенская	1,09	36,23	18,23	44,41	960

ганогенно-хемогенных, перекристаллизованных и вторичных известняков, известковых туфов и жильных образований.

Изотопный состав кислорода в карбонатных образованиях приведен в главе "Петрохимия пород". Здесь рассмотрим характер изотопного состава углерода,  $\delta C^{13}$  в проанализированных образцах составляет  $-0 - +1,02\%$  (табл. 8).

Изотопный состав углерода известняков характеризуется значениями  $\delta C^{13}$  от  $-0,21$  до  $+0,49\%$ . Полученные значения близки полученным ранее величинам  $\delta C^{13}$  как для осадочных морских карбонатных пород, так и для мраморов [88-91]. При этом в восстановительных условиях, которые господствовали во флишевом бассейне, осаждались известняки с достаточно низким содержанием  $C^{13}$  ( $\delta C^{13} = -0,14 - -0,02\%$ , табл. 8, обр. 3,4,5). Перекристаллизация известняков сопровождается обогащением карбонатов тяжелым изотопом углерода. Значение  $\delta C^{13}$  для перекристаллизованного известняка из меловых отложений равно  $+0,20\%$ . На изотопный состав углерода оказывает влияние минералогическая форма карбоната [90]. По сравнению с кальцитом, доломит несколько обогащен изотопом  $C^{13}$ . В доломитизированных перекристаллизованных известняках углерод карбонатов утяжеляется ( $\delta C^{13} = +0,49\%$ ; табл.8, обр. 9).

Углерод вторичного кальцита из вторичных песчаных известняков, образовавшихся в стадию регрессивного эпигенеза, относительно обогащается легким изотопом. Очевидно, это обстоятельство объясняется тем, что углекислота, выделявшаяся в недрах при окислении органического материала и соединявшаяся с ионом кальция, образывала кальцит, углерод которого был унаследован от органики и вследствие этого обогащен легким изотопом (табл. 8, обр. 1).

## Изотопный состав углерода карбонатных пород\*

Номер образ- ца	Порода	Возраст	$\delta C^{13}$ , ‰
1	Известняк вторичный	Эоцен	-0,21
2	Известковый туф	"	-0,19
3	Известняк хомогенный	Мел	-0,14
4	Известняк органогенно-хемогенный	"	-0,06
5	"	"	-0,02
6	Вторичный жильный кальцит	Эоцен	+0,12
7	Известняк перекристаллизованный	Мел	+0,20
8	Известковый туф	Олигоцен	+0,42
9	Известняк доломитизированный	Эоцен	+0,49
10	Известковый туф	Четвертичный	+1,02

\*Анализы выполнены в лаборатории Института геохимии и геологии горючих ископаемых АН УССР Г.П.Мамчуrom.

Углерод вторичного жильного кальцита, по сравнению с  $\delta C^{13}$  вмещающих криптокристаллических известняков, обогащен тяжелым изотопом (табл. 8, обр. 6).

Изотопный состав углерода в туфах колеблется в достаточно широких пределах -  $\delta C^{13} = -0,19 - +1,02$  ‰. Изменение отношения  $C^{13}/C^{12}$  в карбонатных минералах туфов может быть обусловлено либо изменением изотопного состава углерода растворенного бикарбоната, либо изменением условий осаждения (температура, pH и др.).

## ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Эволюция химического состава пород находится в тесной связи с историей геотектонического развития карпатской геосинклинальной области в мез-палеогеновое время. Существенное влияние на формирование химического состава осадков оказывал прежде всего тектонический режим и состав областей питания, а также гидродинамический режим бассейна.

Вопросами эволюции химического состава осадочных пород в пределах крупных геотектонических единиц и на протяжении огромных интервалов времени занимались А.П.Виноградов, А.Б.Ронов и другие исследователи [92-96]. Причем, закономерности в распределении химических элементов, выявленные для крупных отрезков времени, имеют некоторые общие тенденции и для менее значительного интервала (нижний мел - олигоцен) в пределах карпатской геосинклинали.

Одним из главных компонентов флишевой формации являются песчаники, которые в большей степени, чем любые другие осадочные породы, наследуют минеральные ассоциации метаморфических и магматических пород. Химический состав песчаных пород различный во времени и варьирует в достаточно широких пределах. Эти колебания, как видно из табл. 9, носят закономерный характер: состав песчаников изменяется в определенной последовательности - от нижнего мела к олигоцену. В начальную стадию развития геосинклинали, в нижнем мелу формируются песчаники, сравнительно бедные кремнеземом (исключение составляют песчаники шипотской свиты) и богатые глиноземом, железом и калием. В песчаниках эоцена, несмотря на их разнообразие и пестроту, в целом наблюдается тенденция к увеличению содержания кремнезема и уменьшению глинозема, железа и калия. Самое высокое содержание  $SiO_2$  характерно для песчаников олигоцена, где одновременно уменьшается содержание  $Al_2O_3$ , желе-

за и щелочей. Подобного рода песчаники (содержание  $Al_2O_3 \leq 5\%$ ) описываются как "протокварциты" [97]. Периодам наибольшего развития вулканогенных минералов отвечают максимальные накопления в песчаниках таких компонентов, как  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $CO_2$ ,  $S_2$ .

Содержание железа в песчаниках контролируется главным образом составом материнских пород, а также физико-химическими условиями среды бассейна осадконакопления и в самом осадке, особенно на стадии раннего диагенеза. По мнению А.Полдерварта [98], какое-то количество железа и щелочей могло поступать в морской бассейн при дегазации мантии. Вероятно, такое явление могло оказывать влияние на общую химическую тенденцию в нижнем меле.

В определенной последовательности изменяется содержание  $TiO_2$  (табл. 9). Наибольшее количество  $TiO_2$  отмечается в составе песчаников раховской свиты (нижний мел), которое снижается в отложениях верхнего мела. Затем содержание  $TiO_2$  увеличивается в песчаниках эоцена (Черногорская, Магурская зоны, зона Мармарошских утесов, ставнянские и сольские слои Дуклянской зоны) и уменьшается в песчаниках олигоцена. Титан входит в состав не только титанистых минералов, а и биотита.

Биотит в породах обычно претерпевает глубокие эпигенетические изменения, которые сопровождаются выносом и перераспределением железа, титана и других компонентов. Как известно, не титановые минералы, а титансодержащие алюмосиликаты являются основными носителями титана в магматических породах, в которых 70-85% всего  $TiO_2$  заключено в биотите. В олигоценное время в осадок поступали в основном обломки кварцитов, жильного кварца, кремнистых пород, чем и объясняется низкое содержание  $TiO_2$  в песчаниках этого возраста.

Большое значение для познания эволюции химизма пород имеет изучение ряда коэффициентов. В результате группировки данных средних величин химических анализов были получены усредненные значения

некоторых отношений:  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ ;  $\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$ ;  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ ;  $\frac{K_2O}{Na_2O}$ ;  $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ ;  $\frac{CaO}{MgO}$ ;  $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ . На рис. 24 показан характер изменения этих отношений в песчаниках мела и палеогена.

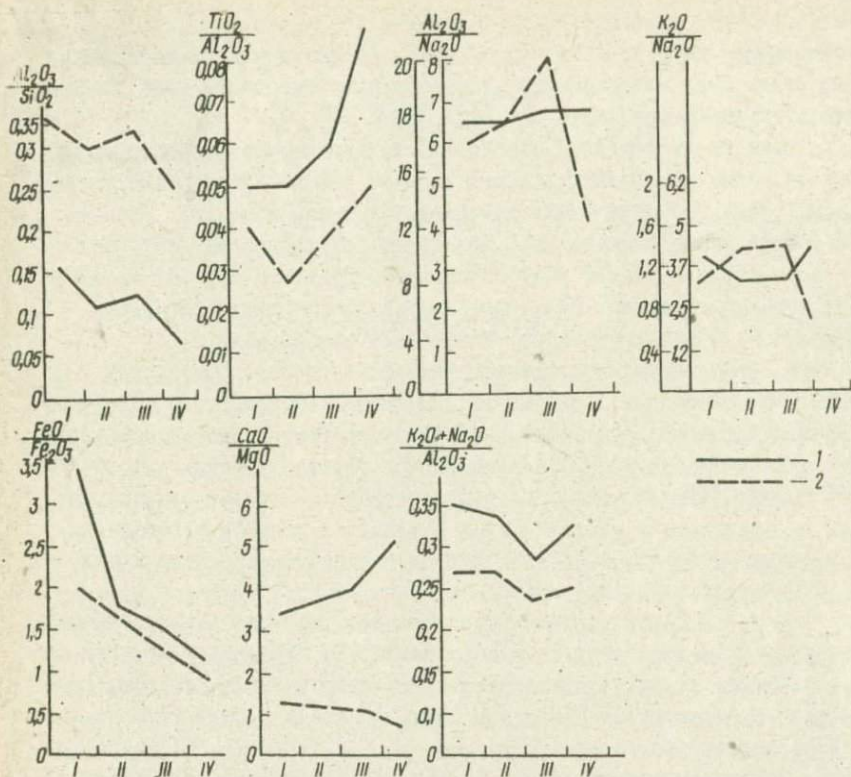


Рис. 24. Величины отношений главных породообразующих элементов в песчаниках и аргиллитах.  
 I - нижний мел, II - песчаники, 2 - аргиллиты.  
 I - нижний мел, II - верхний мел, III - палеоцен-эоцен, IV - олигоцен.

Модуль  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  резко уменьшается от древних к более молодым образованиям. Причем максимальные величины отношения  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  совпадают с периодами минимального содержания отношения  $\frac{Al_2O_3}{CaO}$  и  $\frac{CaO}{MgO}$ . Наиболее высокие значения этого отношения характерны для песчаников олигоцена (см. рис. 24). Несмотря на общее понижение содержания  $TiO_2$ , в песчаниках олигоцена устанавливается наиболее высокое значение параметра  $\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$ . Коэффициент  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$  выражает от-

отношение наиболее инертного компонента осадков — глинозема к самому подвижному компоненту —  $Na_2O$ , вынос которого из материнских пород и минералов начинается еще на первых стадиях их выветривания. Чем меньше величина этого отношения, тем ближе состав песчаников к составу материнских пород. Самые низкие значения этого параметра наблюдаются в песчано-алевритовых породах нижнего мела.

Отношения  $\frac{K_2O}{Na_2O} = K_1$  и  $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3} = K_2$ , называемые коэффициентами Миддлтона [97], отражают содержание полевых шпатов и слюд. Отношение  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  в песчаниках, а также в алевролитах и аргиллитах больше единицы. Такое же соотношение щелочей наблюдается, как правило, в современных морских и океанических осадках [100]. Низкое значение параметра  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  отражает увеличение содержания плагиоклазов и обломков основных эффузивных пород, понижение значения  $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$  связано с ростом содержания слюдистых минералов. Наиболее низкие значения  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  характерны для песчаников верхнего мела и эопена, относительно богатых плагиоклазами и содержащими в заметном количестве обломки эффузивных пород, в том числе спилитов. Пониженные значения  $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$  отмечены в песчаниках эопена (см. рис. 24).

Особое значение для геосинклинальных осадков имеет двухвалентное железо, представляющее собой своего рода индикатор первичной (глубинной) восстановленности материала [100]. Данные по распределению значений отношения  $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$  показывают, что происходит его резкое уменьшение от нижнемеловых песчаников к песчаникам олигоцена. Одновременно в песчаниках олигоцена увеличивается содержание органического углерода. Это указывает на некоторую независимость восстановленности железа в песчаниках мела и палеогена и на его связь с хвильным магматогенным материалом.

В целом по химическому составу песчаники нижнего мела и эопена приближаются к среднему химическому составу граувакк (по

## Химический состав песчаников

Свита, местонахождение	Окислы	
	$SiO_2$	$TiO_2$
	Меловая	
	Нижний	
Раховская свита, бассейн р. Черемоша	65,79	0,60
" " " " " "	59,28	0,71
Раховская свита, р. Тиса	56,32	0,40
" " " " " "	63,93	0,80
Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	64,03	0,88
Раховская свита, бассейн р. Рики	70,22	0,70
" " " " " "	71,68	0,57
Белотисенская свита, бассейн р. Белого Черемоша	57,68	0,57
" " " " " "	50,39	0,30
Белотисенская свита, бассейн р. Белой Тисы	68,65	0,47
" " " " " "	71,68	0,57
Белотисенская свита, р. Тересва	57,87	0,74
Шипотская свита, бассейн р. Черного Черемоша	59,44	0,70
" " " " " "	67,00	0,48
Шипотская свита, бассейн р. Белого Черемоша	81,16	0,19
Шипотская свита, бассейн р. Черная Тиса	52,94	0,33
Шипотская свита, р. Черная Тиса	79,24	0,28
" " " " " "	75,72	0,46
Шипотская свита, бассейн р. Ужа	85,84	0,16
" " " " " "	77,92	0,31
Соймульская свита, бассейн р. Белого Черемоша	65,47	0,45
" " " " " "	66,91	0,21
Соймульская свита, р. Кобыла	75,20	0,21
Соймульская свита, р. Теремля	61,54	0,44
	Верхний	
Суховская свита, р. Терешова	68,53	0,58
Терешовская свита, р. Терешова	78,73	0,43
Буркутская свита, р. Черный Черемос	63,48	0,60
Буркутская свита, р. Черная Тиса	58,44	0,29
Яловецкая свита, р. Пробийная	87,67	0,16
Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	85,83	0,10
Яловецкая свита, бассейн р. Черной Тисы	69,82	0,73
" " " " " "	79,14	0,33
	Палеогеновая	
	Отдел	
Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	86,95	0,17
Черногорская свита, бассейн р. Белого Черемоша	72,19	0,51
" " " " " "	75,81	0,51
Черногорская свита, р. Лазещина	69,13	0,53
Черногорская свита, р. Лужанка	74,08	0,22

## глишевой Формации Внутренних Карпат

%									
$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$SO_2$
система									
отдел									
9,29	0,28	3,22	0,09	0,54	7,63	1,30	1,20	0,14	0,34
9,47	2,30	4,48	0,11	3,19	5,60	2,08	1,80	0,14	0,64
7,86	1,77	2,45	0,11	1,90	13,72	1,23	1,25	0,15	0,10
13,33	1,93	3,73	0,06	2,00	3,00	1,82	2,33	0,17	0,24
13,57	2,26	4,32	0,06	2,41	2,32	1,43	2,41	0,29	0,08
11,41	2,09	1,43	0,51	1,88	2,72	2,27	1,65	0,16	0,12
9,24	1,58	2,45	0,07	1,51	4,37	2,12	1,50	0,16	0,07
9,93	2,10	3,09	0,06	2,23	11,06	2,80	2,50	0,11	0,09
7,85	0,58	2,37	0,13	2,57	17,45	1,61	0,98	0,17	0,04
8,62	1,59	2,40	0,07	1,97	6,44	2,00	1,20	0,07	-
9,24	1,58	2,45	0,07	1,51	4,37	2,12	1,50	0,16	0,67
15,94	2,45	5,06	0,07	3,76	2,38	1,99	2,75	0,29	-
14,79	1,75	4,31	0,21	3,14	3,55	1,45	2,69	0,27	0,64
9,42	0,63	5,17	0,07	2,81	5,28	1,96	0,68	0,28	0,41
3,95	1,46	2,28	Следы	1,53	2,52	0,30	1,30	0,07	-
16,02	1,24	5,33	0,21	3,50	6,44	1,33	3,40	0,14	0,12
1,67	0,08	1,73	0,29	0,80	8,54	0,20	0,16	Следы	-
9,92	1,91	1,87	0,08	1,85	1,54	1,44	1,90	0,13	0,15
2,31	0,64	2,30	0,08	0,97	2,50	0,60	0,33	0,24	-
8,33	0,73	2,58	0,07	1,11	1,30	0,60	1,90	0,27	-
13,38	2,80	3,00	0,05	2,95	0,84	2,81	2,77	0,28	0,44
8,35	1,83	2,30	0,07	1,30	4,90	1,90	1,50	0,26	1,02
8,13	2,40	2,88	0,07	1,82	1,26	2,45	1,71	0,26	0,90
7,05	1,49	2,73	0,10	1,93	9,94	1,90	1,42	0,26	1,20
отдел									
12,96	1,84	2,30	0,08	2,12	2,24	1,70	2,10	0,12	-
7,26	0,68	2,23	0,11	1,03	1,95	1,77	1,32	0,04	0,16
13,81	2,49	3,45	0,07	2,80	2,63	1,50	2,77	0,15	0,19
10,40	1,44	2,30	0,09	2,35	10,70	1,50	1,90	0,12	-
3,37	1,28	1,00	0,08	0,94	1,54	0,40	0,50	0,05	-
2,10	0,67	1,26	0,08	0,57	4,26	0,23	0,34	0,22	0,07
12,23	2,24	2,30	0,02	1,64	2,10	1,40	2,44	Следы	-
9,67	0,95	3,04	0,06	1,21	1,82	2,01	1,49	0,06	-
система									
палеоцен-эоцен									
1,63	0,73	1,29	0,05	0,87	3,08	0,25	0,56	0,11	-
12,51	0,82	2,86	0,09	1,56	1,68	2,11	2,00	0,34	-
3,56	1,94	1,85	0,09	1,71	2,36	2,00	1,55	0,34	-
9,65	1,48	2,29	0,05	1,61	4,48	1,70	1,50	0,08	-
8,64	1,64	1,40	0,09	0,78	5,04	2,11	1,51	Следы	0,03

Свита, местонахождение	Окислы,	
	$H_2O^-$	$H_2O^+$
	Меловая	
	Нижний	
Раховская свита, бассейн р. Черемоша	0,09	1,56
Раховская свита, р. Тиса	0,14	0,89
Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	0,29	2,35
Раховская свита, бассейн р. Рики	0,47	3,95
Белотисенская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,28	1,36
Белотисенская свита, бассейн р. Белой Тисы	0,44	2,60
Белотисенская свита, р. Тересва	0,20	1,06
Шипотская свита, бассейн р. Черного Черемоша	0,09	1,73
Шипотская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,15	2,52
Шипотская свита, бассейн р. Черная Тиса	0,07	2,15
Шипотская свита, р. Черная Тиса	0,20	1,06
Шипотская свита, бассейн р. Ужа	0,40	1,78
Соймульская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,44	1,94
Соймульская свита, р. Кобыла	0,08	3,14
Соймульская свита, р. Теряля	0,25	1,47
	0,33	3,95
	0,02	0,93
	0,36	1,68
	0,05	0,73
	0,86	1,61
	0,34	2,50
	0,20	5,39
	0,23	2,57
	0,07	2,81
	Верхний	
Суховская свита, р. Терешова	0,12	2,00
Терешовская свита, р. Терешова	0,65	1,68
Буркутская свита, р. Черный Черемosh	0,47	1,19
Буркутская свита, р. Черная Тиса	0,21	1,55
Яловецкая свита, р. Пробийная	0,06	1,50
Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,52	2,32
Яловецкая свита, бассейн р. Черной Тисы	0,37	2,99
	0,01	1,22
	Палеогеновая	
	Отдел	
Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	0,24	1,20
Черногорская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,37	2,29
Черногорская свита, р. Лазещина	0,53	1,04
Черногорская свита, р. Луканка	0,12	1,09
	0,13	Следы

% С			Отношения						
$CO_2$	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	
система									
отдел									
0,17	6,60	99,84	0,14	0,06	7,15	0,92	11,50	14,13	0,27
-	9,36	100,19	0,16	0,07	4,55	0,87	1,90	1,76	0,41
-	9,68	99,58	0,14	0,05	6,39	1,02	1,38	7,22	0,32
0,17	2,02	99,95	0,21	0,06	7,32	1,28	1,93	1,50	0,31
0,82	4,31	100,42	0,21	0,06	9,49	1,68	1,91	0,96	0,28
0,04	1,67	99,91	0,16	0,06	5,03	0,73	0,68	1,45	0,34
-	3,32	100,50	0,13	0,06	4,36	0,71	1,55	2,89	0,39
-	5,47	99,42	0,17	0,05	3,55	0,89	1,51	4,96	0,53
0,09	13,02	100,18	0,16	0,03	4,88	0,61	4,09	6,79	0,32
0,07	4,40	100,13	0,13	0,05	4,31	0,60	1,51	3,27	0,37
-	3,32	100,50	0,13	0,06	4,36	0,71	1,55	2,89	0,39
0,62	4,45	100,21	0,28	0,04	8,01	1,38	2,07	0,63	0,30
-	5,18	100,50	0,24	0,04	10,20	1,85	2,46	1,13	0,28
-	2,68	100,09	0,14	0,05	4,80	0,34	8,21	1,88	0,33
1,96	2,58	99,94	0,04	0,04	13,17	4,33	1,56	1,65	0,41
-	4,93	100,21	0,30	0,02	12,04	2,55	4,29	1,84	0,30
0,15	6,19	100,28	0,02	0,16	8,35	0,80	21,62	10,68	0,22
-	0,88	99,89	0,13	0,04	6,89	1,31	0,97	0,83	0,34
0,20	3,14	100,09	0,02	0,06	3,85	0,55	3,59	2,58	0,40
0,25	2,80	100,44	0,10	0,03	13,88	3,10	3,53	1,17	0,30
-	0,98	99,66	0,20	0,03	4,76	0,99	1,28	0,28	0,42
-	3,64	99,78	0,12	0,02	4,39	0,78	1,25	3,77	0,41
-	0,00	100,09	0,11	0,02	3,32	0,70	1,20	0,69	0,51
-	6,77	99,65	0,11	0,06	3,71	0,76	1,83	5,15	0,47
отдел									
0,27	2,88	99,70	0,19	0,04	7,62	1,23	1,25	1,06	0,29
-	1,76	99,80	0,09	0,05	4,10	0,75	3,28	1,89	0,42
-	4,82	100,42	0,22	0,04	9,21	1,85	1,39	0,94	0,30
-	9,09	100,38	0,18	0,02	6,93	1,27	1,60	4,55	0,33
0,34	1,03	99,75	0,03	0,04	8,43	1,25	0,78	1,64	0,27
0,21	1,98	100,65	0,02	0,04	9,13	1,48	1,88	7,47	0,28
0,10	1,36	100,46	0,17	0,05	8,74	1,74	1,03	1,28	0,31
0,01	0,35	100,34	0,12	0,03	4,81	0,74	3,20	1,50	0,36
система									
палеоцен-эоцен									
0,17	2,58	99,79	0,02	0,10	6,52	2,24	1,76	3,54	0,50
1,87	0,18	100,44	0,17	0,04	5,93	0,95	3,48	1,08	0,33
0,78	1,80	100,48	0,11	0,06	5,52	0,82	0,95	1,38	0,41
1,06	5,32	99,56	0,10	0,05	6,43	1,13	1,55	2,78	0,33
-	4,50	100,19	0,12	0,03	4,09	0,72	0,85	6,46	0,42

Свита, местонахождение	Окислы,	
	$SiO_2$	$TiO_2$
	Палеогеновая	
	Отдел	
Березнянская свита, р. Уж	64,83	0,25
" " "	61,17	0,66
Бачавская свита, р. Бачава	68,86	0,37
Бачавская свита, р. Люта	75,04	0,26
Лютская свита, р. Уж	69,16	0,45
Гнилецкая свита, р. Черный Черемош	68,20	0,77
Топильчанская свита, р. Черный Черемош	70,88	0,66
Пробийненская свита, бассейн р. Черного Черемоша	66,45	0,47
Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	60,90	0,52
Великобаянская свита, бассейн р. Косовской	83,69	0,60
Метовская свита, р. Теребля	73,84	0,68
" " "	88,12	0,68
Шопурская свита, бассейн р. Шопурки	69,86	0,85
Шопурская свита, бассейн р. Аппицы	76,00	0,54
Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	68,20	0,76
Драговская свита, бассейн р. Теребля	55,83	0,30
Драговская свита, бассейн р. Рики	71,61	0,30
Вульховчикская свита, ручей Вульховчик	55,52	0,33
Беловежская свита, р. Уж (ручей Каменичка)	59,24	0,74
Беловежская свита, бассейн р. Турья	76,37	0,71
Злинская свита, р. Уж	76,21	0,34
Стричавские слои, р. Уж	68,30	0,86
Лугские слои, р. Уж	67,30	0,64
Ставнянские слои, р. Уж	79,25	0,35
" " "	64,42	0,54
Сольские слои, р. Уж	80,01	0,82
Ужокские слои, р. Уж	66,59	0,43
" " "	76,48	0,76
	Отдел	
Дусинские слои, бассейн р. Ужа	58,38	0,41
Менилитовые слои, р. Уж	71,54	0,66
Кроснеянские слои, бассейн р. Ужа	82,98	0,27
" " "	85,01	0,24
Маловыженские слои, р. Пиния	68,16	0,78
<hr/>		
Средний состав граувакк (по Петтиджону)	64,70	0,50
Средний состав песчаников (по Кларку)	78,66	0,25

%									
$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$SO_3$
система									
палеоцен-эоцен									
7,53	1,36	2,01	0,04	1,30	10,22	0,85	1,22	0,03	-
6,35	0,93	2,45	0,10	1,07	9,92	1,00	0,69	0,05	0,72
9,34	1,75	1,30	0,13	1,18	6,44	1,87	1,17	0,15	-
9,40	1,75	2,74	0,02	1,37	0,70	1,75	1,15	0,05	-
10,60	3,50	2,34	0,02	2,57	1,17	1,21	1,72	0,18	0,19
13,65	4,16	1,29	0,19	1,74	0,64	1,18	2,39	0,22	0,02
12,29	1,28	2,44	0,04	1,93	2,21	2,32	2,25	0,05	0,06
11,33	0,88	2,01	0,06	1,34	6,10	2,40	1,92	0,03	0,44
10,39	1,31	2,73	0,10	1,51	8,87	1,95	1,80	0,07	Следы
6,78	0,88	1,35	0,05	1,53	0,56	1,34	0,79	0,25	0,27
7,08	2,29	1,87	0,07	1,18	4,73	1,51	0,80	0,26	0,01
6,09	0,84	0,28	0,01	0,21	0,06	0,17	0,57	0,03	-
11,40	3,05	2,51	0,13	2,18	2,10	1,60	1,15	0,09	Следы
9,86	1,93	2,20	0,03	0,98	1,94	1,72	1,27	0,25	0,24
14,39	2,69	1,43	0,63	1,99	0,09	2,70	2,10	0,17	0,13
8,41	0,85	1,42	0,06	1,04	12,02	1,04	1,57	0,28	0,24
6,78	0,93	1,93	0,18	1,22	7,62	1,22	0,92	0,33	0,06
6,51	0,40	1,72	0,08	1,90	16,43	1,22	1,50	0,09	0,04
14,36	1,63	5,03	0,08	2,00	2,10	1,84	1,74	0,15	Следы
9,15	2,55	0,14	0,15	0,50	2,88	1,80	1,14	0,07	Следы
2,89	0,93	1,54	0,08	0,71	8,04	0,45	0,52	0,08	0,17
11,67	4,80	2,66	0,13	0,47	1,86	1,54	1,69	0,12	0,13
8,89	4,09	-	0,02	2,00	4,40	0,53	1,60	0,12	0,19
8,19	0,50	2,08	0,05	1,50	2,76	0,90	0,90	0,12	-
5,64	1,70	0,92	0,11	1,30	12,32	0,97	0,80	0,15	0,04
8,09	1,65	2,80	0,14	1,34	0,23	1,16	0,80	Следы	0,09
8,09	1,61	1,43	0,05	1,20	8,96	1,00	1,20	0,09	Следы
10,63	1,44	1,82	0,11	1,36	0,51	2,11	1,50	0,17	Следы
олигоцен									
6,97	2,36	2,15	0,05	2,68	10,73	1,25	0,88	0,34	0,20
4,39	1,65	1,44	0,07	1,68	7,93	0,70	0,50	0,11	Следы
2,59	1,18	1,15	0,05	0,50	4,65	0,44	0,45	0,07	0,18
2,36	1,26	1,08	0,06	0,77	3,05	0,22	0,70	0,07	0,74
9,22	0,96	1,90	0,06	1,66	6,64	1,47	1,60	0,05	0,09
14,80	1,50	3,90	0,10	2,20	3,10	3,10	1,90	0,20	1,40
4,78	1,08	0,30	Следы	1,17	5,52	0,45	1,32	0,08	0,07

Свита, местонахождение	Окислы,	
	$H_2O^-$	$H_2O^+$
	Палеогеновая	
	Отдел	
Березнянская свита, р. Уж	0,10	2,23
	1,32	1,83
Бачавская свита, р. Бачава	0,07	1,95
Бачавская свита, р. Лита	0,15	4,54
Лютская свита, р. Уж	0,44	1,41
Гнилецкая свита, р. Черный Черемош	1,03	2,55
Топильчанская свита, р. Черный Черемош	0,18	1,84
Пробийненская свита, бассейн р. Черного Черемоша	0,22	1,41
Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,50	1,95
Великобанская свита, бассейн р. Косовской	0,10	0,54
Метовская свита, р. Теревля	0,08	1,23
"	0,05	1,60
Шопурская свита, бассейн р. Шопурки	0,47	2,40
Шопурская свита, бассейн р. Апшины	0,15	1,13
Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	0,54	3,06
Драговская свита, бассейн р. Теревля	4,75	0,02
Драговская свита, бассейн р. Рики	0,39	2,53
Вульховчикская свита, ручей Вульховчик	0,02	0,84
Беловежская свита, р. Уж (ручей Каменичка)	0,23	2,40
Беловежская свита, бассейн р. Турьи	0,16	1,33
Злинская свита, р. Уж	0,26	2,87
Стричавские слои, р. Уж	0,54	1,67
Лугские слои, р. Уж	0,56	1,35
Ставнянские слои, р. Уж	0,11	0,63
"	0,11	1,22
Сольские слои, р. Уж	0,14	2,16
Ужоские слои, р. Уж	1,06	0,54
"	0,43	1,63
	Отдел	
Дусинские слои, бассейн р. Ужа	0,40	0,77
Менилитовые слои, р. Уж	0,17	0,05
Кросненские слои, бассейн р. Ужа	0,28	0,84
"	0,45	1,05
Маловыженские слои, р. Пиния	-	2,20
Средний состав граувакк (по Петтиджону)		0,70
Средний состав песчаников (по Кларку)		1,64

%			Отношения						
<i>S</i>	$CO_2$	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
система									
палеоцен-эоцен									
0,10	7,88	99,90	0,11	0,03	8,86	1,44	1,47	7,86	0,27
-	12,37	100,63	0,10	0,10	6,35	0,69	2,63	9,27	0,27
0,08	5,13	99,75	0,13	0,03	4,99	0,63	0,74	5,46	0,33
0,05	1,06	100,01	0,12	0,02	5,37	0,66	1,57	0,51	0,31
-	4,54	99,50	0,15	0,04	8,76	1,42	0,66	0,45	0,27
-	2,29	100,40	0,20	0,05	11,56	2,02	0,31	0,36	0,26
-	1,23	99,66	0,17	0,05	5,29	0,97	1,90	1,14	0,37
-	4,69	99,75	0,17	0,04	4,72	0,80	2,28	4,55	0,38
-	7,00	99,63	0,17	0,05	5,32	0,92	2,03	5,87	0,36
-	2,29	100,49	0,08	0,08	5,06	0,59	1,53	0,36	0,31
-	3,84	100,33	0,09	0,09	4,68	0,51	0,81	4,00	0,32
0,40	0,60	99,72	0,06	0,11	4,94	3,35	0,33	0,28	0,12
-	2,01	99,83	0,16	0,07	7,12	0,69	0,82	0,96	0,24
-	2,29	100,48	0,13	0,05	5,73	0,73	1,14	1,98	0,30
0,06	0,08	99,59	0,21	0,05	5,33	0,77	0,53	0,34	0,33
-	9,24	100,35	0,15	0,03	8,08	1,51	1,67	11,55	0,31
-	4,52	100,66	0,09	0,04	5,55	0,75	2,07	6,24	0,31
-	13,90	100,50	0,11	0,05	5,33	1,23	4,30	8,64	0,41
-	7,72	99,86	0,24	0,05	7,80	0,94	3,08	0,80	0,28
-	2,75	99,70	0,12	0,07	5,08	0,63	0,05	5,76	0,32
-	4,42	99,51	0,03	0,11	6,42	1,15	1,65	11,32	0,33
-	3,32	99,76	0,17	0,07	7,57	1,09	0,55	3,05	0,27
1,02	6,60	100,12	0,13	0,07	16,77	3,01	-	2,20	0,24
0,03	3,11	100,48	0,10	0,04	9,10	1,00	4,16	1,84	0,22
-	9,68	99,82	0,08	0,09	5,81	0,82	0,54	9,47	0,31
-	0,38	99,81	0,10	0,10	6,97	0,69	1,69	0,17	0,24
0,04	8,05	100,34	0,12	0,05	8,09	1,20	0,88	7,46	0,27
-	0,69	99,64	0,13	0,07	5,03	0,71	1,26	0,37	0,34
олигоцена									
1,08	11,35	100,10	0,11	0,05	5,57	0,70	0,91	4,00	0,30
0,90	8,76	100,39	0,06	0,15	6,18	0,71	0,87	4,72	0,27
-	3,95	99,58	0,03	0,10	5,88	1,02	0,97	9,30	0,34
-	2,61	99,67	0,02	0,10	10,72	3,13	0,85	3,96	0,39
-	4,84	99,75	0,13	0,08	6,27	1,08	1,97	4,00	0,33
-	1,30	100,80	0,23	0,03	4,77	0,61	2,60	1,41	0,34
-	5,04	100,36	0,06	0,05	10,62	2,93	0,28	4,72	0,37

Петтиджону), а песчаники олигоцена – к среднему химическому составу песков (по Кларку) (см. табл. 9).

Четкое представление об изменении химического состава песчаников дает треугольная диаграмма (рис. 25), составленная по методу В.К.Головенка [101]. На рис. 25 видно, что состав песчаных пород весьма различен. Здесь используется треугольник, каждая вершина которого соответствует 100% содержания группы элементов, геохимически сходных в гипергенных условиях. Выделяются группа малоподвижных окислов титана, алюминия, железа и марганца; группа легко подвижных окислов натрия, калия, кальция, и магния; кремнезем, содержание которого хотя и различно в разных песчаниках, но не в таких пределах, как содержание окислов первых двух групп. В песчаниках нижнего мела при увеличении суммы  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$  одновременно снижается содержание кремнезема. При этом содержание суммы окислов легкоподвижных элементов изменяется в меньшей степени. В песчаниках верхнего мела – эоцена уменьшение количества  $SiO_2$  сопровождается увеличением суммы малоподвижных окислов. Содержание группы легко подвижных окислов

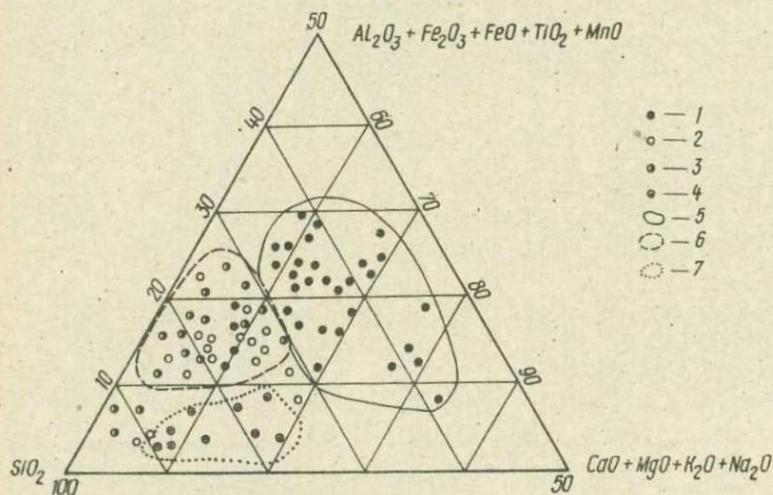


Рис. 25. Диаграмма химического состава песчаников мел-палеогеновой флишевой формации.

1 - песчаники нижнего мела, 2 - песчаники верхнего мела, 3 - песчаники палеоцен-эоцена, 4 - песчаники олигоцена, 5 - поле развития песчаников нижнего мела, 6 - то же верхнего мела - эоцена, 7 - то же олигоцена.

практически постоянно. Изменение состава песчаников олигоцена отражает пропорциональный рост сумм  $Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO$  и  $K_2O + Na_2O + CaO + MgO$  при одновременном снижении содержания кремнезема.

Химический состав алевролитов в целом близок к химическому составу песчаников (табл. 10). В алевролитах повсеместно наблюдается уменьшение количества  $SiO_2$  и увеличение содержания  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$  и  $TiO_2$ . Повышенные количества  $TiO_2$  в алевролитах (особенно в эоцене) связаны с концентрацией титанистых минералов благодаря деятельности поперечных течений, имеющих приливно-отливный характер и возникающих в условиях расчлененных бассейнов на средних этапах развития геосинклинали. Однако сравнительно низкие значения отношения  $\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$  связаны с ростом содержания  $Al_2O_3$ . По этой же причине в алевролитах по сравнению с песчаниками увеличивается значение отношения  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  (см. табл. 10). Увеличение значений соотношений  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$  и  $\frac{SiO_2}{Na_2O}$  связано с уменьшением содержания в породах плагиоклазов и обломков основных эффузивных пород. Рост содержания слюдистых минералов в алевролитах отражается на уменьшении параметра  $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ .

Данные о химическом составе глинистых пород флишевой формации приведены в табл. 11. Большинство глинистых пород богато органическим веществом, благодаря чему в илу создавалась восстановительная, богатая углекислотой и некоторыми органическими кислотами среда, сильно преобразующая первичный захороненный обломочный материал (терригенную мусть). Среди аргиллитов редко отмечаются чистые разности. Чаще всего они богаты аутигенным кремнеземом, по мере увеличения которого переходят в глинистые фтаниты, а также алевритовым материалом. Нередко они содержат примесь карбонатов. Благодаря значительному количеству примесей химический состав аргиллитов отличается от состава находящихся в них собственно глинистых минералов (см. табл. 5).

Глинистые породы отличаются достаточно высоким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $K_2O$ . Основными носителями титана в глинистых породах являются глинистые минералы и дисперсно распыленный в породах лейкоксен. Высокие содержания  $TiO_2$  в аргиллитах эоценового

## Химический состав алевролитов

Свита, местонахождение	Окислы,					
	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$
						Меловая
						Нижний
Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	55,86	1,00	18,08	2,94	4,76	0,04
Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	60,02	0,85	14,21	1,63	4,02	0,08
Раховская свита, р. Тиса	59,52	0,74	18,08	2,58	3,80	0,05
Белотисенская свита, бас- сейн р. Белого Черемоша	51,53	0,89	14,81	3,17	4,74	0,09
Белотисенская свита, р. Белая Тиса	57,50	0,62	13,06	1,46	2,87	0,07
Шипотская свита, р. Чер- ный Черемosh	56,57	0,59	12,33	3,97	2,37	0,13
Шипотская свита, р. Чер- ная Тиса	58,02	0,29	16,76	4,84	3,59	0,14
Соймульская свита, бассейн р. Белого Черемоша	62,12	0,74	15,29	1,08	5,53	0,06
Соймульская свита, г.Соймул	48,57	0,14	14,08	3,72	4,46	0,08
Соймульская свита, г.Кобыла	60,48	0,98	14,29	2,58	4,89	0,06
						Верхний
Яловецкая свита, р. Белый Черемosh	69,39	0,51	12,26	4,40	1,43	0,05
Яловецкая свита, р. Лазе- щина	67,02	0,58	10,49	1,57	2,01	0,10
Черногорская зона, р. Бе- лый Черемosh	66,99	0,54	14,82	3,33	1,68	0,06
Черногорская зона, р. Ла- зещина	56,40	0,80	15,23	4,71	2,29	-
						Палеогеновая
						Отдел
Лютская свита, р. Лыта	45,10	0,64	14,20	6,26	11,06	0,40
Стричавские слои, р. Уж	54,48	0,98	20,57	2,54	4,45	0,07
Сольские слои, р. Уж	54,16	1,20	20,75	4,98	3,81	0,06
Злинская свита, р. Уж	55,77	0,96	17,39	2,33	4,56	0,09
Пробийненская свита, р. Пробийная	46,22	0,79	15,24	2,22	3,59	0,12

## флишевой формации Внутренних Карпат

%											
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S	CO <sub>2</sub>	Сумма	
система											
отдел											
2,84	0,84	1,70	3,76	0,14	-	0,49	2,83	0,37	3,55	99,92	
2,09	5,30	0,55	1,94	0,17	0,20	0,43	4,37	0,39	4,43	99,50	
2,49	0,84	1,77	3,05	0,17	0,06	0,81	5,30	0,15	0,53	99,87	
4,57	5,75	1,25	3,15	0,32	-	0,38	3,42	0,29	5,65	99,87	
2,49	8,12	1,68	2,41	0,23	-	0,30	2,07	Следы		7,26	100,13
1,68	8,19	1,59	1,91	0,16	0,04	0,50	3,30	0,15	6,33	99,74	
3,52	2,38	1,80	2,45	0,14	-	0,34	3,53	-	2,54	100,34	
3,18	1,68	2,01	1,99	0,14	0,04	0,45	4,35	0,09	1,05	99,76	
1,79	8,54	3,20	3,00	0,36	0,47	0,29	2,50	-	8,51	99,71	
3,83	2,81	2,02	2,32	0,32	0,39	0,49	2,90	-	2,13	100,49	
отдел											
1,51	0,98	0,80	2,20	0,10	-	1,58	2,92	2,28	1,23	100,50	
1,41	6,29	1,00	2,02	0,10	-	0,33	1,17	0,16	5,94	100,11	
1,06	0,70	0,88	2,82	0,03	0,04	1,26	4,45	Следы		0,85	99,55
1,81	1,82	0,90	4,00	0,20	-	0,46	6,16	3,46	3,14	99,65	
система											
палеоцен-эоцен											
1,52	3,38	1,07	2,94	0,02	-	1,41	3,30	-	8,80	100,10	
1,28	3,03	1,70	4,10	0,15	Следы		0,40	2,57	-	4,14	100,46
3,30	0,23	1,15	3,90	0,12	0,05	1,35	4,98	-	0,35	100,39	
3,86	2,45	1,55	3,00	0,16	0,10	0,34	3,30	-	3,66	99,52	
1,93	11,45	0,68	2,40	0,09	0,04	1,81	2,92	-	10,29	99,79	

Свита, местонахождение	Отношения						
	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
	Меловая система						
Нижний отдел							
Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,32	0,06	10,64	2,21	1,62	0,30	0,30
Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	0,24	0,06	25,84	3,53	2,47	2,54	0,18
Раховская свита, р. Тиса	0,30	0,04	10,21	1,72	1,47	0,34	0,27
Белотисенская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,29	0,06	11,85	2,52	1,50	1,26	0,30
Белотисенская свита, р. Белая Тиса	0,22	0,04	7,78	1,43	1,96	3,26	0,31
Шипотская свита, р. Черный Черемош	0,21	0,04	7,75	1,20	0,60	4,88	0,28
Шипотская свита, р. Черная Тиса	0,28	0,01	9,31	1,36	0,74	0,68	0,25
Соймульская свита, бас- сейн р. Белого Черемоша	0,25	0,04	7,61	0,99	5,12	0,53	0,26
Соймульская свита, г. Соймуд	0,29	0,01	4,40	0,93	1,20	4,77	0,44
Соймульская свита, г. Кобыла	0,24	0,06	7,07	1,15	1,90	0,73	0,30
Верхний отдел							
Яловецкая свита, р. Белый Черемош	0,17	0,04	15,33	2,75	0,33	0,65	0,24
Яловецкая свита, р. Ла- вещина	0,15	0,05	10,49	2,02	1,28	4,46	0,29
Черногорская зона, р. Белый Черемош	0,22	0,04	16,84	3,20	0,50	0,66	0,25
Черногорская зона, р. Лавещина	0,27	0,05	16,92	4,44	0,49	1,00	0,32
Палеогеновая система							
Отдел палеоцен-эоцен							
Львская свита, р. Льва	0,31	0,04	13,27	2,74	1,76	2,22	0,28
Стричавские слои, р. Уж	0,37	0,04	12,10	2,41	1,75	2,35	0,28
Сольские слои, р. Уж	0,38	0,05	18,04	3,39	0,76	0,07	0,24
Злинская свита, р. Уж	0,31	0,05	11,22	1,93	1,95	0,63	0,26
Пробийненская свита, р. Пробийная	0,32	0,05	22,41	3,52	1,61	5,93	0,20

возраста Черногорской и Дуклянской зон (солевые слои) определялись, вероятно, в значительной мере титаном алюмосиликатов кристаллических пород области сноса. При этом в большинстве случаев наблюдается параллельность в накоплении  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . Сходство в распределении этих элементов объясняется близостью их химических свойств. При разрушении кристаллической решетки алюмосиликатов оба элемента гидратируются и переходят в коллоидный раствор, а затем либо образуют вместе с кремнеземом глинистые минералы, либо коагулируют и выделяются в свободном состоянии в виде гелей. Так, титан находится в форме лейкоксена ( $TiO_2 \cdot nH_2O$ ), выделившегося в виде скоплений и дисперсно расплывленного в породе. Меньшая, чем у алюминия, миграционная способность титана определяет накопление максимальных содержаний  $TiO_2$  неподалеку от областей сноса. Максимальные содержания  $TiO_2$  зафиксированы в периоды наиболее интенсивного сноса обломочного материала, тогда как минимальные содержания титана связаны с породами, образовавшимися в спокойной тектонической обстановке регрессирующего, отмирающего геосинклинального бассейна, каким он был в олигоценовое время. Как отмечает А.А.Мигдисов [102], большая миграционная способность алюминия способствует сохранению его подвижности при диагенезе и на более поздних стадиях преобразования породы, тогда как титан следует за ним лишь в раннем диагенезе и закрепляется в дальнейшем в виде лейкоксена.

Аргиллиты содержат достаточно высокий процент  $H_2O$ , максимальные содержания которого (свыше 6%) отмечены в филлитовидных аргиллитах. Как правило, в более древних породах (нижний мел) уменьшается содержание  $H_2O$ . Это, вероятно, можно объяснить удалением связанной воды из глинистых минералов при их преобразовании в результате уплотнения под воздействием нагрузки вышележащих толщ и складчатости.

Особенностями химического состава туфогенных аргиллитов являются повышенные содержания  $MnO$ , которые иногда достигают 1,80% [103]. Цвет аргиллитов зависит от соотношений закисного и окисного железа и от количества  $MgO$ . В зеленых разностях преобладает закисное железо, количество  $MgO$  выше, чем в кирпично-красных разностях, где преобладает окисное железо. Описывая подобные нашим туфогенные аргиллиты из марганценового вулканогенно-осадочного комплекса ордовика Южного Урала, А.А.Гаврилов [104] объяснял разницу в цвете тем, что  $MgO$  и  $FeO$  связываются в хло-

## Химический состав глинистых пород

Возраст	Порода, свита, местонахождение		
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
<u>Аргиллиты</u>			
Поздний мел	Березнянская свита, бассейн р.Ужа	53,49	0,60
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	54,54	1,02
"	Великобанская свита, р. Косовская	50,30	1,00
"	Метовская свита, р. Теребля	52,16	0,87
"	Беловежская свита, р. Турица	50,48	0,88
"	Сольские слои, бассейн р. Ужа	51,33	1,16
"	Сольские слои, бассейн р. Турьи	54,16	1,20
"	Ужокские слои, р. Уж	52,52	1,13
Олигоцен	Кросненские слои, бассейн р. Ужа	53,37	0,97
<u>Алевритовые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Раховская свита, р. Тиса	53,60	0,73
" "	Белотисенская свита, р. Белый Черемош	54,22	0,54
Ранний-поздний мел	Суховская свита, бассейн р.Боржавы	58,02	0,62
То же	Соймульская свита, р.Белый Черемош	57,83	0,37
" "	Соймульская свита, р. Теребля	57,26	0,58
Поздний мел	Березнянская свита, бассейн р.Ужа	58,20	0,67
Эоцен	Шопурская свита, р. Шопурка	54,18	0,68
"	Метовская свита, р. Теребля	58,63	1,15
<u>Кремнистые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Белотисенская свита, р. Белый Черемош	58,28	0,49
" "	Белотисенская свита, р. Белая Тиса	55,89	0,33
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемош	62,60	0,67
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	60,04	0,58
Ранний-поздний мел	Соймульская свита, р. Белый Черемош	60,48	0,98
Поздний мел	Яловецкая свита, р. Белый Черемош	66,21	0,51
" "	Яловецкая свита, р. Лазешина	65,65	0,44

## Флишевой Формации Внутренних Карпат

Окислы, %										
$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$SO_3$	$H_2O$
20,00	2,72	4,74	0,04	2,73	1,54	1,50	4,00	0,17	-	0,98
20,54	3,87	2,51	0,04	3,10	1,65	1,35	4,00	0,11	0,13	2,09
18,18	4,49	1,30	0,13	1,60	0,99	0,35	3,20	0,31	-	1,39
23,42	1,89	4,08	0,07	2,66	2,10	3,67	1,40	0,03	-	1,21
19,41	3,52	3,13	0,21	3,11	2,97	1,02	3,78	0,12	Следы	1,06
23,40	5,56	2,44	0,06	2,56	0,58	1,27	4,25	0,69	0,05	0,98
20,75	4,98	3,81	0,06	3,30	0,23	1,15	3,90	0,12	0,05	1,35
20,00	4,31	2,62	0,06	3,02	1,67	1,02	4,59	Следы	0,18	1,75
21,04	4,67	3,63	0,09	2,92	0,29	1,28	4,16	0,09	0,23	1,19
19,29	1,91	4,03	0,05	2,64	4,46	1,70	3,50	0,20	0,60	0,24
14,17	0,87	4,28	0,08	3,38	7,49	1,48	2,60	0,17	0,05	0,29
19,18	2,31	3,31	0,03	2,06	1,12	0,80	4,20	0,07	-	1,14
17,80	1,20	3,60	0,04	2,71	3,64	2,00	2,92	0,29	1,10	0,07
18,65	3,40	4,61	0,04	2,95	0,84	2,00	3,10	0,30	0,24	0,40
17,93	2,79	3,89	0,03	2,57	1,82	1,50	3,60	0,17	-	0,68
19,63	2,34	4,42	0,05	1,80	0,43	1,40	4,63	0,68	0,08	0,53
19,19	1,71	3,74	0,05	2,11	0,58	0,38	2,91	0,07	-	0,40
18,78	1,77	4,20	0,09	1,70	3,08	1,55	3,88	0,01	0,09	0,20
16,12	2,57	2,96	0,17	3,24	4,65	1,52	3,52	0,13	0,09	0,30
16,75	1,59	3,44	0,03	2,17	0,49	1,45	4,25	0,16	0,12	0,14
12,26	2,09	1,50	0,02	3,87	6,51	0,44	1,86	0,02	-	0,10
14,29	2,58	4,89	0,06	3,83	2,81	2,02	2,32	0,32	0,39	0,49
14,64	3,21	0,78	0,05	1,61	1,26	0,80	3,00	1,36	-	2,18
14,25	3,17	0,45	0,18	2,16	1,40	0,55	2,55	0,07	1,25	1,57

Возраст	Порода, свита, местонахождение	Окислы,	
		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S
<u>Аргиллиты</u>			
Поздний мел	Березнянская свита, бассейн р.Ужа	3,29	0,05
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	4,47	-
"	Великобобанская свита, р. Косовская	13,88	2,93
"	Метовская свита, р. Терембля	1,07	0,19
"	Беловежская свита, р. Турипа	3,57	-
"	Сольские слои, бассейн р. Ужа	3,33	-
"	Сольские слои, бассейн р. Турьи	4,98	-
"	Ужские слои, р. Уж	3,41	-
Олигоцен	Кросненские слои, бассейн р. Ужа	4,24	-
<u>Алевритовые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Раховская свита, р. Тиса	3,32	-
" "	Белотисенская свита, р. Белый Черемош	4,31	0,09
Ранний- поздний мел	Суховская свита, бассейн р. Боржавы	4,08	0,11
То же	Соймульская свита, р.Белый Черемош	2,87	-
" "	Соймульская свита, р. Терембля	3,62	-
Поздний мел	Березнянская свита, бассейн р. Ужа	1,94	0,08
Эоцен	Шопурская свита, р. Шопурка	5,69	0,21
"	Метовская свита, р. Терембля	3,71	0,29
<u>Кремнистые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Белотисенская свита, р. Белый Черемош	3,04	0,20
" "	Белотисенская свита, р. Белая Тиса	-	-
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемош	5,37	0,59
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	3,60	1,19
Ранний- поздний мел	Соймульская свита, р.Белый Черемош	2,90	-
Поздний мел	Яловецкая свита, р. Белый Черемош	3,98	1,51
" "	Яловецкая свита, р. Лазещина	6,61	-

%		Отношения						
$CO_2$	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
		4,05	99,90	0,37	0,03	13,33	2,67	1,74
1,63	100,45	0,37	0,05	15,21	2,96	0,64	0,33	0,26
-	101,13	0,36	0,05	51,94	9,14	0,29	0,61	0,19
5,05	99,87	0,44	0,03	6,38	0,38	2,15	0,78	0,21
7,04	100,30	0,38	0,04	19,03	3,70	0,88	0,95	0,24
3,32	100,38	0,45	0,05	18,42	3,34	0,43	0,22	0,23
0,35	100,39	0,38	0,05	18,04	3,39	0,76	0,07	0,24
3,72	100,00	0,38	0,05	19,60	4,50	0,60	0,55	0,28
2,24	100,41	0,39	0,04	16,43	3,25	0,77	0,09	0,25
4,42	99,98	0,36	0,04	11,35	2,06	2,11	1,69	0,27
5,80	99,78	0,28	0,03	9,57	1,76	4,92	2,22	0,28
3,08	100,08	0,33	0,03	23,98	5,25	1,43	0,54	0,26
3,64	100,08	0,30	0,02	8,90	1,41	3,00	1,34	0,27
1,79	99,78	0,32	0,03	9,32	1,55	1,35	0,28	0,27
3,77	99,60	0,31	0,04	11,95	2,40	1,39	0,71	0,28
3,52	100,32	0,36	0,03	14,02	3,30	1,88	0,23	0,30
5,42	100,34	0,32	0,06	50,50	7,65	2,18	0,27	0,17
2,25	99,55	0,32	0,02	12,12	2,50	2,37	1,81	0,22
3,76	99,59	0,28	0,02	10,60	2,31	1,15	1,43	0,31
0,26	99,78	0,26	0,04	11,55	2,93	2,04	0,23	0,34
6,40	99,90	0,20	0,04	27,86	4,22	0,72	1,68	0,19
2,13	100,49	0,24	0,06	7,07	1,15	1,90	0,73	0,30
0,40	100,48	0,22	0,03	18,30	3,75	0,24	0,78	0,26
0,33	99,58	0,22	0,03	25,91	4,63	0,14	0,64	0,22

Возраст	Порода, свита, местонахождение		
		$SiO_2$	$TiO_2$
Поздний мел	Бачавская свита, бассейн р. Люты	59,25	0,44
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	67,02	0,90
"	Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	58,52	0,85
"	Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	63,05	0,92
"	Злинская свита, р. Уж	64,50	0,70
Олигоцен	Дусинские слои, р. Уж	63,21	0,64
"	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	67,60	0,72
<u>Известковые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Белотисенская свита, р. Тересва	44,16	0,79
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Черной Тисы	51,85	0,20
"	Черногорская свита, р. Лазещина	57,96	0,60
"	Березнянская свита, р. Уж	44,02	0,72
"	Великобанская свита, р. Косовская	49,02	0,54
Эоцен	Шопурская свита, бассейн р. Косовской	44,72	0,53
<u>Туфогенные аргиллиты</u>			
Эоцен	Вышковские слои, бассейн р. Ужа (среднее из четырех анализов)	52,38	0,88
"	То же	53,87	0,89
<u>Филлитовидные аргиллиты</u>			
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	52,22	1,34
"	Белотисенская свита, р. Белый Черемош	53,17	0,80
"	Белотисенская свита, р. Белая Тиса	53,86	0,47
"	Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	54,48	0,65
Поздний мел	Черногорская свита, р. Белый Черемош	49,70	0,87
"	Бачавская свита, бассейн р. Люты	51,66	0,82
Эоцен	Злинская свита, р. Уж	47,44	1,20

Окислы, %										
$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$SO_3$	$H_2O^-$
17,51	2,86	3,17	0,03	2,99	0,84	0,55	5,78	0,07	-	1,39
14,30	2,71	2,48	0,04	0,46	2,37	0,96	3,26	0,12	0,01	1,35
14,96	1,99	4,31	0,04	2,86	2,80	2,90	2,21	0,23	-	0,96
16,96	3,07	1,86	0,06	2,73	0,76	0,80	3,20	0,09	0,02	1,36
10,99	2,09	2,08	0,03	1,93	4,78	0,53	2,25	0,13	0,22	1,00
12,47	3,77	2,44	0,05	2,86	2,63	0,88	2,10	0,12	0,03	0,12
12,03	2,26	3,30	0,05	2,27	2,66	1,92	1,60	0,08	0,49	0,50
15,60	1,97	4,02	0,06	2,79	11,50	0,85	3,04	6,44	-	0,45
14,61	1,39	4,00	0,07	2,97	8,12	1,07	2,83	0,05	-	0,56
13,35	2,74	2,02	0,10	2,15	7,74	1,26	2,22	0,12	-	0,54
13,28	0,91	4,09	0,09	4,10	11,06	0,95	2,69	0,12	0,75	1,23
17,34	3,49	2,08	-	2,96	8,90	2,90	0,70	0,09	-	1,01
17,29	2,73	5,65	0,06	4,12	8,30	0,65	3,17	0,32	-	0,82
19,12	1,58	6,03	1,80	4,36	1,28	1,07	2,95	0,12	0,10	0,46
19,20	6,60	1,97	0,66	2,02	0,66	1,02	3,47	0,11	-	2,15
24,71	1,58	3,73	0,04	2,33	0,58	1,38	4,70	0,23	0,15	0,61
22,91	2,94	3,23	0,06	3,54	0,60	0,86	5,71	0,15	0,14	0,98
21,20	3,41	4,03	0,03	3,33	1,30	0,90	5,00	0,10	-	0,90
20,40	6,23	2,66	0,34	1,56	0,70	0,90	4,00	0,03	0,04	1,15
21,22	5,60	2,86	0,05	3,41	0,86	1,22	5,00	0,34	-	2,22
21,53	1,58	6,28	0,07	2,73	0,46	1,38	4,44	0,06	0,54	1,39
21,78	4,78	1,86	0,03	3,98	1,82	0,99	4,41	0,12	-	3,78

Возраст	Порода, свита, местонахождение	Окислы	
		H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S
Поздний мел	Бачавская свита, бассейн р. Лкты	4,39	0,08
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	2,88	-
"	Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	1,29	0,45
"	Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	4,06	-
"	Злинская свита, р. Уж	1,15	-
Олигоцен	Дусинские слои, р. Уж	0,88	0,27
"	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	0,21	-
<u>Известковые аргиллиты</u>			
Ранний мел	Белотисенская свита, р. Тересва	3,46	0,23
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Черной Тисы	4,70	0,03
"	" Черногогорская свита, р. Лазещина	3,20	-
"	" Березнянская свита, р. Уж	3,89	-
"	" Великообанская свита, р. Косовская	2,47	0,03
Эоцен	Шопурская свита, бассейн р. Косовской	2,56	-
<u>Туфогенные аргиллиты</u>			
Эоцен	Вышковские слои, бассейн р. Ужа (среднее из четырех анализов)	4,68	-
"	То же	5,90	-
<u>Филлитовидные аргиллиты</u>			
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	5,93	0,05
"	" Белотисенская свита, р. Белый Черемош	3,86	-
"	" Белотисенская свита, р. Белая Тиса	5,09	-
"	" Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	6,03	-
Поздний мел	Черногогорская свита, р. Белый Черемош	6,15	0,75
"	" Бачавская свита, бассейн р. Лкты	4,34	-
Эоцен	Злинская свита, р. Уж	5,21	-

%		Отношения						
CO <sub>2</sub>	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{H_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
		1,03	100,34	0,29	0,02	31,84	10,51	1,11
1,42	100,31	0,21	0,06	14,89	9,39	0,91	5,15	0,29
5,84	100,28	0,25	0,05	5,15	0,76	2,16	0,97	0,34
0,66	99,69	0,26	0,05	21,20	4,00	0,60	0,27	0,23
6,84	100,03	0,17	0,06	20,74	4,24	0,99	2,47	0,25
5,23	100,50	0,19	0,05	14,17	2,38	0,64	0,92	0,23
5,42	100,51	0,17	0,06	6,26	0,83	1,46	0,90	0,29
5,09	100,33	0,35	0,05	18,35	3,58	2,04	4,12	0,24
7,92	100,26	0,28	0,01	13,65	2,64	2,88	2,73	0,27
5,81	99,81	0,23	0,04	10,60	1,76	0,73	3,60	0,26
10,92	99,82	0,30	0,05	13,98	2,83	4,49	2,70	0,27
8,00	99,53	0,35	0,03	5,97	0,24	0,59	3,00	0,20
9,02	99,94	0,38	0,03	26,60	4,87	2,07	2,01	0,22
3,36	100,00	0,37	0,05	17,87	2,76	3,82	0,29	0,21
1,24	99,76	0,36	0,05	18,82	3,40	0,30	0,33	0,23
-	99,56	0,47	0,05	17,90	3,38	2,36	0,25	0,25
1,44	100,39	0,43	0,03	26,64	6,64	1,10	0,17	0,29
0,88	100,50	0,39	0,02	23,56	5,56	1,18	0,39	0,28
0,50	100,31	0,37	0,03	22,67	4,44	0,47	0,45	0,24
0,05	99,92	0,43	0,04	17,39	4,10	0,51	0,25	0,29
1,79	99,07	0,41	0,03	15,60	3,22	3,97	0,17	0,27
2,10	99,50	0,46	0,05	22,00	4,45	2,57	0,45	0,24

рит, окрашивающий породу в зеленый цвет, а при недостатке магния и избытке железа нарушается определенное соотношение окислов железа и избыток  $Fe_2O_3$  в виде тонкодисперсного гематита окрашивает породу в красный цвет. Туфогенные аргиллиты отличаются повышенным значением железо-марганцево-титанового модуля  $\frac{Fe + Mn}{Ti}$ , который в отдельных образцах достигает 59. Наблюдения над составом осадков в местах, где экзогальтивная деятельность в современный момент вполне достоверна, позволили Н.М.Страхову [105] определить критерий наличия в осадке экзогальционного материала, которым может служить этот модуль. Значения его, превышающие 25, следует рассматривать как доказательство участия в осадке экзогальтивного материала.

На рис. 24 показан характер изменения отношений главных породообразующих окислов элементов в глинистых породах. Причем кривые распределения этих отношений в большинстве случаев располагаются параллельно таковым для песчаных пород. Исключение составляет отношение  $\frac{CaO}{MgO}$ , величина которого уменьшается от нижнего мела к олигоцену, а также коэффициент  $\frac{K_2O}{Na_2O}$ . В глинистых породах наблюдаются более высокие (по сравнению с песчаниками) значения отношений  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$ ,  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$  и  $\frac{K_2O}{Na_2O}$ . Степень окисления железа (минимальные значения  $\frac{FeO}{Fe_2O_3}$ ) возрастает в породах олигоцена.

Для сравнения химического состава аргиллитов различного возраста была использована треугольная диаграмма, составленная по методу В.К.Головёнка [101].

Аргиллиты мел-эоценового возраста образуют поле, отличное от поля олигоценых пород. Причем нижнемеловые аргиллиты почти полностью укладываются в поле развития аргиллитов верхнего мела-эоцена. Состав аргиллитов мел-эоценового возраста отражает прямо пропорциональный рост сумм  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$  и  $K_2O + Na_2O + MgO + CaO$  при одновременном снижении содержания  $SiO_2$  (рис. 26). Состав аргиллитов из олигоценых отложений показывает, что с возрастанием сумм  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + TiO_2 + MnO$  уменьшается количество  $SiO_2$  и почти не изменяется величина сумм окислов легкоподвижных элементов. Таким образом, при накоплении мел-эоценовых глинистых осадков механизм накопления инертных ком-

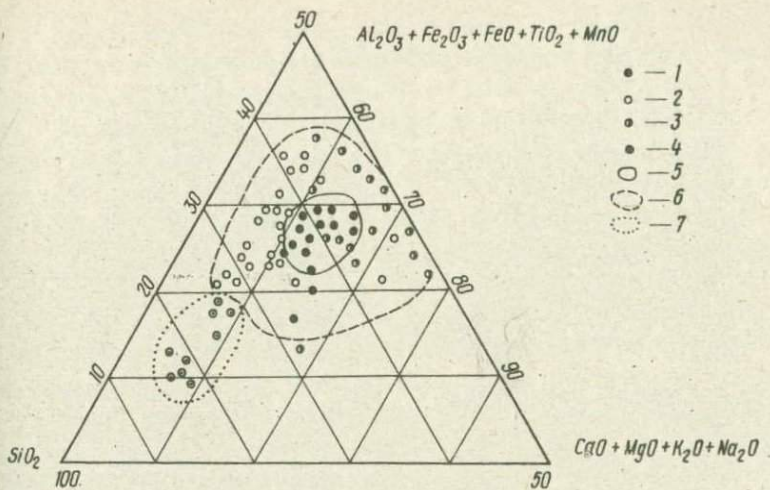


Рис. 26. Диаграмма химического состава глинистых пород мел-палеогеновой флишевой формации. 1 - аргиллиты нижнего мела, 2 - аргиллиты верхнего мела, 3 - аргиллиты палеоцен-эоцена, 4 - аргиллиты олигоцена, 5 - поле развития аргиллитов нижнего мела, 6 - то же верхнего мела - эоцена, 7 - то же олигоцена.

понентов ( $Al_2O_3$  и др.) и легкоподвижных компонентов ( $K_2O$  и др.) был сходным, тогда как в олигоценовых осадках эти компоненты разделялись и попадали в осадок по разным причинам и в разное время.

Основная масса аргиллитов в целом концентрируется в пределах сравнительно небольшого поля (особенно это характерно для пород нижнего мела), что выражает тенденцию к уничтожению первичного разнообразия глинистых минералов и появлению устойчивой ассоциации гидрослюда + хлорит. Это происходит в результате эпигенетической переработки пород, которая особенно активно проявляется на глубине.

Главными компонентами химического состава кремнистых пород являются свободный кремнезем и алкмосиликатная примесь. По соотношению этих компонентов фтаниты составляют единый ряд, отражая постепенные переходы в системе фтанит - кремнистый аргиллит (рис. 27). Следуя классификации И.В.Хворовой [2], в основу которой положено содержание свободной  $SiO_2$ , и учитывая наличие в породах повышенного количества  $Ca_{org}$ , закисной формы железа и

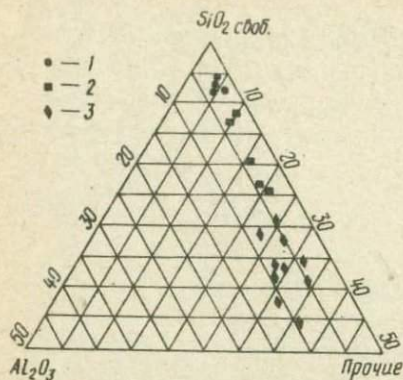


Рис. 27. Диаграмма, отражающая состав кремнистых пород. 1 — фтаниты, 2 — глинистые фтаниты, 3 — сильно глинистые фтаниты.

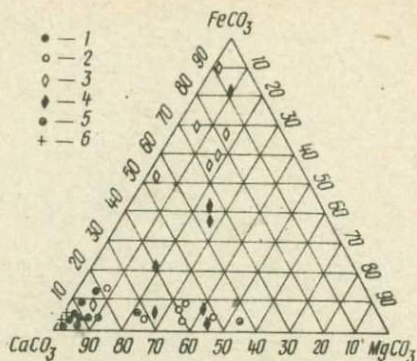


Рис. 28. Диаграмма, отражающая состав карбонатных пород. 1 — известняки криптокристаллические, 2 — известняки перекристаллизованные, 3 — конкреции из меловых отложений, 4 — конкреции из палеогеновых отложений, 5 — известковые туфы, 6 — жильные образования.

ничтожного содержания марганца, среди кремнистых пород выделяют фтаниты (содержание свободной  $SiO_2$  — 90%), глинистые фтаниты (содержание свободной  $SiO_2$  — 75–90%) и сильно глинистые фтаниты (содержание свободной  $SiO_2$  — 50–75%) (табл. 12). Наибольшее количество  $SiO_2$  содержится во фтанитах олигоценового возраста,

в последних также резко возрастает величина отношения  $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ .

Процентное содержание железа несколько увеличивается в глинистых и сильно глинистых фтанитах. Железо входит в состав хлорита и пирита. В сильно глинистых фтанитах наблюдается повышенное содержание  $S_{\text{сульф}}$ , концентрация которой происходит в диагенезе благодаря редукции окисленной ее формы. Накопление же  $C_{\text{орг}}$  и свободной (аутигенной)  $SiO_2$  в осадке связано со стадией седиментогенеза. Причем наиболее высокие концентрации  $C_{\text{орг}}$  отмечены во фтанитах и глинистых фтанитах мелового возраста. Для пород характерно низкое содержание марганца. Распределение  $Fe_2O_3$  в различных типах фтанитов сходно с распределением  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . В обоих случаях существует прямая корреляция. Это означает, что, видимо, значительная часть  $Fe^{3+}$  является терригенной.

Данные изотопного анализа кислорода ( $\delta^{18}O = 21,9-23,3\%$ ) свидетельствуют о преобладающей роли органической садки при образовании кремнистых пород.

Химический состав карбонатных пород весьма различен (табл. 13). Криптокристаллические известняки, развитые главным образом в меловых отложениях, являются наиболее химически чистыми. Увеличение содержания  $SiO_2$  связано с наличием аутигенного кремнезема. В породах наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием  $MnO$  и  $P_2O_5$ . Особенно высокие содержания этих окислов ( $MnO - 2,82\%$ ,  $P_2O_5 - 1,26\%$ ) отмечены в известняках из вышковских слоев. В этой же вышковской толще отмечены очень своеобразные кремнистородохрозитовые породы, образование которых связывается с проявлением подводной эксталяционной деятельности. Химический состав этой породы следующий (%):  $SiO_2 - 31,89$ ;  $TiO_2 - 0,41$ ;  $Al_2O_3 - 10,00$ ;  $Fe_2O_3 - 1,60$ ;  $FeO - 5,04$ ;  $MnO - 27,94$ ;  $MgO - 2,60$ ;  $Na_2O - 0,36$ ;  $K_2O - 1,09$ ;  $P_2O_5 - 0,23$ ;  $CO_2 - 16,80$ ;  $S - 0,22$ ;  $H_2O^- - 0,09$ ;  $H_2O^+ - 1,36$ ; сумма - 100,45. Марганец встречается здесь в форме карбоната,  $SiO_2$  находится частично в виде свободного кварца, частично в алюмосиликатной форме - хлорите. Количество суммарного железа в родохрозитовых рудных накоплениях составляет 6,64%. Марганцевый модуль  $\frac{Mn}{Fe}$  в них не намного превышает 4 (4,31), что, по классификации Н.М.Страхова [106], позволяет отнести их еще к фации биметаллических железо-марганцевых руд, богатых марганцем. Ассоциация марганца с аутигенным кремнеземом и низкими концентрациями микроэлементов рассматривается как диагностический признак вулканогенно-осадочных марганцевых руд. Наблюдаемое низкое содержание микроэлементов в этих породах свидетельствует о том, что главная масса рудных гидротермальных растворов, несущих  $SiO_2$ , марганец, железо, фосфор, была низкотемпературной (30-40°C) и имела характер углекислых терм. Как известно, при низких температурах в раствор переходят лишь бикарбонаты  $Fe$ ,  $Mn$ , кремнезем и следы микроэлементов. Что могло предохранить карбонаты от быстрого окисления в условиях отсутствия или крайне низкого содержания в осадке  $C_{орг}$ ? По мнению Н.М.Страхова [106], единственным условием сохранения карбоната марганца было быстрое накопление на дне гидрокарбонатных растворов марганца, благодаря чему они как бы автоматически изолировались от окисляющего действия морской воды.

Резкое увеличение количества  $SiO_2$  в смешанных карбонатных породах связано с наличием песчано-алевритовой примеси, увеличение

## Химический состав кремнистых пород

Возраст	Порода, свита, местонахождение	SiO <sub>2</sub>
<u>Фтаниты</u>		
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа (среднее из 8 анализов)	93,03
"	Дусинские слои, бассейн р. Пинии	92,87
"	Дусинские слои, бассейн р. Ужа (среднее из 8 анализов)	95,00
"	Дусинские слои, бассейн р. Латорицы	93,33
<u>Глинистые фтаниты</u>		
Ранний мел	Шипотская свита, р. Белый Черемом (среднее из 8 анализов)	90,49
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемом (среднее из 6 анализов)	82,83
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	91,88
Эоцен	Пробийненская свита, бассейн р. Черемоша (среднее из 4 анализов)	78,92
Олигоцен	Дусинские слои, бассейн р. Ужа (среднее из 6 анализов)	85,93
<u>Радиоляриты</u>		
Поздний мел	Яловецкая свита, р. Лазещина (среднее из 3 анализов)	87,67
<u>Сильно глинистые фтаниты</u>		
Ранний мел	Шипотская свита, р. Белый Черемом	69,70
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	74,62
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	77,87
" "	Яловецкая свита, р. Лазещина	74,15
" "	Бачавская свита, р. Люта	75,74
Эоцен	Шопурская свита, р. Косовская	76,23
"	Злинская свита, бассейн р. Ужа	69,23
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	76,37
"	Дусинские слои, бассейн р. Ужа	80,07
"	Кросненские слои, бассейн р. Ужа	69,26
<u>Кремни из известняков</u>		
Ранний мел	Свалевская свита, бассейн р. Латорицы (среднее из 4 анализов)	92,34

## Флишевой формации Внутренних Карпат

Окислы, %								
$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$
0,01	0,28	0,82	0,70	0,04	0,21	0,35	0,20	0,20
0,08	0,69	0,97	0,93	-	0,43	0,70	0,20	0,30
0,02	0,56	0,38	0,71	Следы	0,40	0,10	0,35	0,21
0,05	1,28	0,93	0,54	Следы	0,33	0,06	0,12	0,26
0,11	1,27	2,98	1,29	0,08	0,72	0,42	0,30	0,50
0,39	4,94	1,57	0,92	0,01	2,15	2,45	0,41	1,29
0,17	2,28	0,48	1,73	Следы	0,43	0,30	0,20	0,40
0,21	2,18	1,25	1,65	0,24	5,83	1,10	0,40	0,36
1,09	3,54	1,58	0,45	0,02	0,57	0,14	0,26	1,20
0,16	3,37	1,28	1,00	0,08	0,94	1,54	0,40	0,50
0,27	3,52	2,33	1,85	Следы	3,42	7,84	0,30	1,30
0,39	11,49	2,10	2,01	0,07	1,48	0,42	1,15	1,93
0,12	4,05	1,47	2,28	0,09	2,09	4,54	0,40	0,50
0,26	7,24	1,19	0,99	0,05	1,47	3,40	0,30	0,26
0,25	5,74	3,59	1,15	0,18	1,99	3,64	0,25	1,05
0,45	9,30	2,98	1,22	0,03	2,39	0,47	0,77	1,87
0,57	9,66	3,23	1,65	Следы	1,45	3,49	0,56	1,94
0,37	8,16	3,39	-	0,05	1,71	1,14	0,48	1,70
0,39	6,82	3,88	0,80	-	0,59	0,12	0,46	1,13
0,22	5,30	0,81	1,66	-	0,46	0,23	0,43	0,95
-	0,89	1,06	0,22	0,27	0,29	2,24	0,13	0,20

Возраст	Порода, свита, местонахождение	$P_{205}$

Фтаниты

Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа (среднее из 8 анализов)	1,02
"	Дусинские слои, бассейн р. Пинии	0,64
"	Дусинские слои, бассейн р. Ужа (среднее из 8 анализов)	0,01
"	Дусинские слои, бассейн р. Латорицы	0,03

Глинистые фтаниты

Ранний мел	Шипотская свита, р. Белый Черемош (среднее из 8 анализов)	0,03
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемош (среднее из 6 анализов)	0,02
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	Следы
Эоцен	Пробийненская свита, бассейн р. Черемоша (среднее из 4 анализов)	0,09
Олигоцен	Дусинские слои, бассейн р. Ужа (среднее из 6 анализов)	0,45

Радиоляриты

Поздний мел	Яловецкая свита, р. Лазещина (среднее из 3 анализов)	0,05
-------------	---	------

Сильно глинистые фтаниты

Ранний мел	Шипотская свита, р. Белый Черемош	0,03
" "	Шипотская свита, р. Черная Тиса	0,18
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,34
" "	Яловецкая свита, р. Лазещина	0,41
" "	Бачавская свита, р. Лута	0,07
Эоцен	Шопурская свита, р. Косовская	0,05
"	Злианская свита, бассейн р. Ужа	0,08
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	0,11
"	Дусинские слои, бассейн р. Ужа	0,10
"	Кросненские слои, бассейн р. Ужа	0,03

Кремни из известняков

Ранний мел	Свалявская свита, бассейн р. Латорицы (среднее из 4 анализов)	0,02
------------	--	------

Окислы, %							Свободная $SiO_2$ , вес. %	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
$SO_3$	$H_2O^-$	$H_2O^+$	S	$CO_2$	$CO_2$	Сумма		
-	0,05	0,89	0,43	1,50	0,13	99,86	92,61	332,3
-	0,10	0,40	0,13	1,08	Не обн.	99,52	91,84	134,6
0,05	0,06	0,50	-	0,60	0,35	100,20	94,16	169,6
0,45	0,35	0,55	-	1,41	Не обн.	100,02	91,41	72,9
-	0,15	0,09	0,01	0,19	1,86	100,49	88,58	71,3
-	0,03	0,60	0,20	1,00	1,20	99,91	75,42	16,8
-	0,04	0,20	0,22	0,85	1,00	100,18	88,46	40,2
0,56	0,30	0,84	-	5,66	Следы	99,59	75,65	36,2
0,21	0,46	2,94	-	0,53	1,00	100,16	80,62	24,3
-	0,06	1,50	0,34	1,03	-	99,75	82,62	26,0
-	0,21	1,37	1,98	6,82	Не обн.	99,95	64,42	19,8
-	0,56	0,86	0,56	2,28	-	99,82	57,90	6,5
-	0,31	0,78	1,63	4,48	-	100,13	71,80	19,2
0,01	2,13	6,58	0,46	0,88	-	99,55	63,29	10,2
-	0,31	1,33	0,92	3,87	-	99,62	67,13	13,2
0,06	0,55	3,37	-	0,14	-	99,88	62,28	8,2
0,20	1,24	1,79	-	4,90	-	99,99	54,74	7,1
0,40	0,66	3,12	1,32	0,62	1,38	100,98	64,13	9,3
0,10	0,61	0,02	-	4,48	-	99,57	69,84	11,7
0,50	1,17	0,12	0,78	9,86	-	100,78	61,21	13,0
-	0,10	0,18	0,24	2,34	-	100,40	91,00	103,7

Химический состав карбонатных пород

Возраст	Порода, свита, местонахождение	$SiO_2$
<u>Известняки-криптокристаллические</u>		
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	11,29
" "	Раховская свита, бассейн р. Рики	13,34
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемош	12,69
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	2,86
Эоцен	Драговская свита, р. Лужанка	8,52
"	Вышковские слои, бассейн р. Ужа	33,66
<u>Известняки перекристаллизованные</u>		
Ранний мел	Раховская свита, р. Тиса	29,17
Эоцен	Шопурская свита, р. Лужанка	8,82
"	Метовская свита, бассейн р. Терембли	4,74
"	Вульшавская свита, бассейн р. Ужа	17,80
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	13,01
"	Дусянские слои, р. Уж	8,88
<u>Песчаные и алевроитовые известняки</u>		
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белой Тиси	28,87
" "	Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	21,50
" "	Белотисенская свита, бассейн р. Белого Черемоша	44,07
" "	То же	22,00
" "	Суховская свита, бассейн р. Боржавы	24,44
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	28,66
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	21,07
"	Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	38,08
"	Великобанская свита, р. Косовская	45,74
"	Шопурская свита, бассейн р. Рики	36,00
"	Вульховчикская свита, бассейн р. Угольки	31,97
Олигоцен	Кросненская свита, бассейн р. Ужа	20,48
<u>Мергели и глинистые известняки</u>		
Ранний мел	Шипотская свита, р. Лужанка	29,33

## Флишевой формации Внутренних Карпат

Содержание окислов, %

$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$
0,05	1,06	0,70	1,54	0,18	1,63	44,80	0,19	0,80
0,22	4,51	0,25	1,87	0,14	2,22	41,38	0,25	0,80
0,10	0,01	5,07	2,29	0,25	1,26	42,28	0,44	0,40
Следы	0,70	0,89	0,29	0,08	0,63	50,84	0,75	0,25
0,10	2,69	2,19	0,43	0,07	0,21	47,40	0,37	0,53
0,21	2,94	1,46	2,65	2,82	1,30	28,00	0,35	0,70
0,45	9,04	3,40	6,82	0,20	2,15	24,19	0,46	1,18
0,11	3,69	0,16	2,21	0,05	12,70	31,78	0,30	0,40
-	2,42	0,19	1,64	0,07	9,89	38,00	-	0,10
0,19	4,98	0,97	2,00	0,27	13,18	24,40	0,34	0,80
0,21	6,23	1,83	5,36	0,41	10,12	25,20	0,25	0,70
0,15	3,34	2,62	5,01	0,46	10,57	29,62	0,15	0,40
0,30	5,47	1,42	3,78	0,20	0,92	29,54	0,50	1,00
0,30	5,11	1,83	2,16	0,16	0,67	36,18	0,50	1,20
0,53	6,52	0,83	2,15	0,86	1,89	22,12	1,40	0,80
0,31	5,87	3,08	1,54	0,54	1,24	31,22	0,57	1,12
0,30	6,44	1,46	2,25	0,19	1,30	30,94	0,74	1,44
0,24	1,07	5,76	1,28	0,53	1,51	31,76	0,42	1,60
0,30	4,62	0,22	2,44	0,19	0,99	36,82	0,40	0,81
0,27	2,98	0,77	0,86	0,10	0,61	30,76	0,62	0,55
0,26	5,29	1,12	1,30	0,06	1,81	20,73	0,42	0,86
0,39	2,70	0,39	1,08	0,69	2,72	29,43	0,75	0,24
0,14	4,71	0,65	0,86	0,05	1,20	31,50	0,60	0,30
0,21	4,67	1,82	2,86	0,92	1,65	34,02	0,30	0,90
0,43	12,78	0,33	4,02	0,21	2,28	24,50	0,70	2,91

Возраст	Порода, свита, местонахождение	Р <sub>2</sub> О <sub>3</sub>
<u>Известняки криптокристаллические</u>		
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	Следы
" "	Раховская свита, бассейн р. Рики	0,17
" "	Шипотская свита, р. Черный Черемош	0,41
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,19
Эоцен	Драговская свита, р. Лужанка	0,05
"	Вышковские слои, бассейн р. Ужа	1,26
<u>Известняки перекристаллизованные</u>		
Ранний мел	Раховская свита, р. Тиса	0,98
Эоцен	Шопурская свита, р. Лужанка	0,01
"	Метовская свита, бассейн р. Терембли	0,09
"	Вульшавская свита, бассейн р. Ужа	0,09
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	0,48
"	Дусинские слои, р. Уж	0,68
<u>Песчаные и алевроитовые известняки</u>		
Ранний мел	Раховская свита, бассейн р. Белой Тисы	Следы
" "	Раховская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,10
" "	Белотисенская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,10
" "	То же	0,68
" "	Суховская свита, бассейн р. Боржавы	0,01
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	0,34
Эоцен	Гнилецкая свита, бассейн р. Черного Черемоша	0,20
"	Пробийненская свита, бассейн р. Белого Черемоша	0,12
"	Великобанская свита, р. Косовская	0,19
"	Шопурская свита, бассейн р. Рики	0,07
"	Вульховчикская свита, бассейн р. Угольки	-
Олигоцен	Кросненская свита, бассейн р. Ужа	0,68
<u>Мергели и глинистые известняки</u>		
Ранний мел	Шипотская свита, р. Лужанка	0,10

Содержание окислов, %						Содержание молекулярных количеств карбонатов, %			
$SO_3$	$H_2O^+$	$H_2O$	$S$	$CO_2$	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$
-	0,13	0,53	0,34	35,80	99,68	96,4	2,4	1,2	-
-	0,82	1,40	0,31	33,25	100,24	90,8	6,1	3,1	-
-	0,05	0,09	0,01	35,10	100,36	94,3	1,9	3,8	-
0,25	0,13	1,03	-	40,88	99,77	98,0	1,6	0,4	-
0,02	0,23	1,50	-	36,91	100,26	98,2	0,9	0,9	-
-	0,13	0,37	0,05	24,56	100,43	89,2	1,8	4,5	4,5
-	0,30	0,47	0,09	21,30	100,16	82,7	4,1	13,2	-
-	0,31	3,05	0,03	36,70	100,32	60,1	36,1	3,8	-
-	0,25	1,15	0,01	41,90	100,45	71,7	26,0	2,3	-
0,13	0,53	2,26	0,70	30,93	100,53	54,8	41,1	4,1	-
-	0,12	1,82	0,08	34,68	100,50	57,5	32,2	9,6	0,7
-	0,22	1,75	0,12	36,49	100,46	59,9	31,1	8,3	0,7
-	0,35	2,66	0,97	23,26	99,76				
-	0,16	3,07	0,19	26,70	99,75				
-	0,15	1,18	0,54	17,38	100,25				
0,15	0,15	0,80	0,10	25,20	100,21				
0,12	1,64	2,50	-	27,00	100,77				
-	0,53	6,42	0,78	19,80	100,31				
-	0,44	0,57	0,44	30,85	100,36				
-	0,17	1,70	0,14	22,70	100,49				
Следы	0,15	0,86	0,26	20,13	99,98				
0,04	0,15	0,67	-	24,98	100,31				
-	0,38	2,35	0,05	24,80	99,56				
-	0,27	1,76	0,09	29,11	99,64				
-	0,17	2,68	0,08	19,80	100,32				

Возраст	Порода, свита, местонахождение	$SiO_2$
Ранний мел	Суховская свита, бассейн р. Терешова	30,68
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	36,36
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	31,20
" "	Березнянская свита, р. Уж	55,75
Эоцен	Великобанская свита, р. Косовская	28,39
"	Шопурская свита, р. Шопурка	44,78
"	Драговская свита, р. Теребля	21,92
"	Метовская свита, р. Теребля	26,45
	<u>Известковые туфы</u>	
Эоцен	Беловежская свита, р. Турица	23,95
"	Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	37,22
"	Вульховчикская свита, бассейн р. Угольки	32,76
Олигоцен	Дусинские слои, бассейн р. Ужа	13,99
	<u>Карбонатные конкреции</u>	
Ранний мел	Шипотская свита, р. Черный Черемош	33,38
" "	Шипотская свита, р. Белый Черемош	37,98
" "	Белотисенская свита, р. Белая Тиса	31,38
" "	Суховская свита, ручей Поркулец	44,42
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	27,66
" "	Яловецкая свита, р. Пробийная	14,58
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	16,98
" "	Черногорская свита, р. Лазешина	28,66
" "	Березнянская свита, бассейн р. Ужа	25,99
Эоцен	Гнилецкая свита, р. Черный Черемош	15,68
"	Гнилецкая свита, р. Пробийная	22,08
"	Стричавские слои, р. Уж	27,12
"	Ужокские слои, р. Уж	15,00
"	" " "	18,65
"	Сольские слои, р. Уж	25,76
"	Сольские слои, бассейн р. Ужа	26,72
"	Вышковские слои, бассейн р. Ужа	26,21
"	Вульшавская свита, бассейн р. Ужа	17,79
Олигоцен	Кросненские слои, р. Уж	24,25
	<u>Жильные карбонаты</u>	
Эоцен	Шопурская свита, бассейн р. Аппицы	6,46
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	5,08

## Содержание окислов, %

$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$
0,37	7,75	1,19	2,16	0,34	2,09	28,42	1,00	1,40
0,55	10,89	1,80	2,17	0,60	2,55	18,70	0,76	2,57
0,87	9,25	7,51	2,14	0,05	1,99	21,82	0,90	4,10
0,26	6,78	0,64	2,30	0,07	4,07	18,46	1,12	0,90
0,30	9,35	1,08	2,24	0,11	1,75	28,47	1,55	1,97
0,28	14,01	2,70	1,53	-	6,12	10,90	2,40	0,90
0,35	6,62	1,29	1,72	0,13	4,70	29,73	0,40	1,12
0,45	7,03	1,23	2,78	0,34	3,75	30,13	0,64	0,96
0,23	3,05	27,39	0,75	0,26	8,02	11,21	0,40	0,80
0,64	12,54	4,76	1,80	0,14	5,38	14,54	0,80	2,36
0,35	11,97	3,24	0,86	0,05	2,17	22,66	2,22	0,70
0,15	2,98	8,46	0,29	0,51	3,06	35,91	0,25	0,70
0,46	9,14	2,08	22,41	0,56	4,18	7,14	0,10	1,06
0,32	11,14	4,90	17,31	0,60	3,18	5,04	1,60	1,20
0,27	7,40	18,66	11,23	0,77	4,96	8,00	0,20	0,70
0,08	4,95	1,98	1,15	1,12	0,99	20,16	1,30	0,83
0,34	7,60	3,48	23,12	1,92	3,41	6,30	0,60	1,10
0,18	2,30	6,88	28,67	1,22	4,95	9,94	0,10	0,10
0,29	10,62	4,29	6,31	0,30	2,26	27,42	0,50	1,40
0,24	1,07	5,76	1,28	0,53	1,51	31,76	0,42	1,60
0,31	13,30	6,83	14,28	0,80	0,50	9,80	0,60	1,85
0,29	3,94	4,65	12,14	0,54	5,60	23,89	0,40	0,60
0,37	5,60	4,74	18,68	0,64	6,32	11,68	0,40	0,80
0,14	4,36	10,38	25,03	1,58	5,14	3,50	0,40	0,20
0,21	5,72	1,19	3,43	1,08	10,93	25,48	0,40	1,10
0,27	6,28	1,16	4,45	0,46	7,27	27,38	0,62	1,37
0,49	8,12	11,67	19,90	2,20	4,07	4,14	0,70	1,00
0,19	3,98	6,60	23,85	0,88	4,20	7,09	0,19	0,80
0,20	6,83	3,22	12,56	15,50	7,63	5,03	0,37	0,45
0,17	6,19	2,44	2,15	0,39	13,77	21,64	0,90	0,60
0,21	8,48	1,40	19,23	0,98	3,78	12,88	0,40	1,30
-	2,66	0,25	0,86	0,06	0,80	48,68	0,20	0,30
0,05	1,95	-	1,29	0,30	0,46	50,34	0,40	0,26

Возраст	Порода, свита, местонахождение	$P_2O_3$
Ранний мел	Суховская свита, бассейн р. Терешова	0,14
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	0,02
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	6,80
" "	Березнянская свита, р. Уж	0,27
Эоцен	Великобанская свита, р. Косовская	0,17
"	Шопурская свита, р. Шопурка	0,07
"	Драговская свита, р. Теребля	0,69
"	Метовская свита, р. Теребля	0,09
	<u>Известковые туфы</u>	
Эоцен	Беловежская свита, р. Турица	0,09
"	Шопурская свита, бассейн р. Лужанки	0,09
"	Вульховчикская свита, бассейн р. Угольки	0,09
Олигоцен	Дусинские слои, бассейн р. Ужа	0,54
	<u>Карбонатные конкреции</u>	
Ранний мел	Шипотская свита, р. Черный Черемош	1,15
" "	Шипотская свита, р. Белый Черемош	0,26
" "	Белотисенская свита, р. Белая Тиса	1,36
" "	Суховская свита, ручей Поркулец	0,28
Поздний мел	Яловецкая свита, бассейн р. Ужа	0,82
" "	Яловецкая свита, р. Пробийная	0,07
" "	Черногорская свита, р. Белый Черемош	0,26
" "	Черногорская свита, р. Лазешина	0,34
" "	Березнянская свита, бассейн р. Ужа	2,30
Эоцен	Гнилецкая свита, р. Черный Черемош	0,20
"	Гнилецкая свита, р. Пробийная	0,11
"	Стричавские слои, р. Уж	0,68
"	Ужские слои, р. Уж	0,68
"	" " "	0,37
"	Сольские слои, р. Уж	1,12
"	Сольские слои, бассейн р. Ужа	1,57
"	Вышковские слои, бассейн р. Ужа	1,26
"	Вульшавская свита, бассейн р. Ужа	0,35
Олигоцен	Кросненские слои, р. Уж	2,72
	<u>Жильные карбонаты</u>	
Эоцен	Шопурская свита, бассейн р. Апшицы	0,09
Олигоцен	Менилитовые слои, бассейн р. Ужа	-

Содержание окислов, %						Содержание молекулярных количеств карбонатов, %			
$SO_3$	$H_2O^+$	$H_2O^-$	$S$	$CO_2$	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$
-	0,10	1,06	0,14	23,33	100,17				
0,62	1,66	3,54	-	17,79	100,58				
-	1,41	3,03	1,07	17,42	100,02				
-	0,01	0,47	0,23	8,78	100,30				
0,10	0,20	1,61	-	23,00	100,19				
-	0,73	0,53	0,05	15,50	100,50				
0,84	0,64	2,56	-	28,10	99,60				
0,03	0,36	2,24	-	23,76	100,36				
0,56	1,84	5,14	0,10	16,20	99,59	45,5	53,3	1,2	-
0,02	0,80	3,18	-	15,85	100,12	72,2	23,5	4,3	-
-	0,89	1,71	0,02	20,20	99,89	88,4	9,4	2,2	-
-	0,35	2,35	0,13	30,35	100,02	92,8	5,5	0,6	1,1
0,34	0,13	0,17	-	17,60	99,90	19,0	14,3	66,7	-
-	0,12	1,29	0,14	14,74	99,82	20,9	16,4	62,7	-
0,10	0,54	6,97	-	10,73	100,27				
0,56	0,23	3,84	-	18,32	100,21	84,6	6,0	4,7	4,7
-	0,34	3,16	0,11	20,70	100,66				
1,69	0,12	1,17	-	28,48	100,45	25,4	15,3	57,5	1,8
-	0,65	0,99	0,15	27,50	99,85				
-	0,53	6,42	0,78	19,80	100,31				
0,02	0,54	1,19	0,35	20,64	99,64				
-	0,28	0,49	0,25	31,23	100,11	59,3	19,4	21,3	-
-	0,32	0,35	0,20	27,90	100,12	33,0	24,7	41,1	1,2
-	0,73	4,05	0,03	17,15	100,49	10,8	-	89,2	-
-	0,15	9,20	0,34	25,40	100,32	53,2	40,5	5,1	1,2
0,44	0,54	0,26	-	30,77	100,29	68,6	25,7	5,7	-
0,10	0,63	4,30	-	16,20	100,40	8,1	10,9	75,3	5,7
0,07	0,64	2,84	-	21,06	99,68	26,7	6,2	66,3	0,8
Следы	0,31	3,13	-	17,75	100,45	2,7	-	43,2	54,1
-	0,75	2,03	0,07	31,10	100,34	53,7	45,7	0,6	-
-	0,19	2,16	0,08	22,43	100,49	44,9	2,7	52,4	-
-	0,10	1,82	0,02	38,10	100,40	97,0	1,7	2,3	-
-	0,10	0,19	-	39,56	99,98	96,5	1,1	2,4	-

содержания  $Al_2O_3$  и щелочей — с наличием глинистых минералов. При сопоставлении средних значений молекулярных количеств карбонатов, приведенных к 100% (рис. 28), видно, что известняки криптокристаллические (главным образом мелового возраста) характеризуются преимущественно кальциевым составом, в то время как поле ассоциации карбонатных минералов в перекристаллизованных известняках палеогена смещается в сторону угла  $MgCO_3$ . Преимущественно кальцитовым составом карбонатной составляющей характеризуются вторичные песчаные и алевроитовые известняки и жильные образования.

Наиболее высокие содержания карбонатов железа и магния характерны для известняков тех стратиграфических горизонтов, которые отличаются повышенным содержанием органического материала (раховская свита, менилитовые, дуинские слои). Такую же закономерность для карбонатных пород угленосной формации карбона Донецкого бассейна отмечал М.Т.Кучеренко [107].

Химический состав известковых туфов (травертинов) весьма различный (табл. 13). В породах содержится значительный процент кремнезема и глинозема, которые, вероятно, поступали в углекислые воды в результате углекислотного выщелачивания вмещающих пород. Известковые туфы богаты железом, которое обнаружено главным образом в окисной форме. В углекислых водах железо мигрирует в двухвалентной форме. В местах разгрузки вод, в зоне окисления оно переходит в трехвалентную форму, с чем связано появление желтых и бурых цветов в травертинах. В современных травертинах также отмечено высокое содержание железа, алюминия и марганца [108]. В отдельных случаях на аргиллитах, находящихся на контакте с известковыми туфами (беловежская, шопурская свиты), заметны следы температурного воздействия. В составе этих туфов значительная роль принадлежит  $MgCO_3$ , входящего, видимо, в состав доломита. Как известно, доломит осаждается только тогда, когда задерживается гидратация, т.е. в условиях высокой солености, высокой температуры и большой концентрации ионов магния. Образование магниевых-содержащих травертинов происходило, по всей вероятности, при разгрузке горячих углекислых терм, оказывающих определенное температурное воздействие на подстилающие породы.

Карбонатная часть конкреционных образований имеет сложный химический состав. Исходя из соотношения основных карбонатных компонентов —  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $FeCO_3$  и  $MnCO_3$  — можно выделить несколько основных разновидностей конкреций, отличающихся по химическому

составу: кальциевые, магний-кальциевые, магний-железисто-кальциевые, кальций-железистые, железистые и железисто-марганцевые конкреции. Наблюдается изменение химико-минерального состава конкреций в разрезе. Причем отмечена известная цикличность в содержании  $FeCO_3$ : конкреционные образования из нижнемеловых толщ сложены в основном карбонатом железа, в верхнемеловых отложениях в них увеличивается роль  $CaCO_3$ , конкреции из палеоцен-эоценовых отложений характеризуются более высоким содержанием  $MgCO_3$ , концентрацию которого в конкрециях определяет его концентрация в исходном осадке, в конкрециях из олигоценовых толщ опять наблюдается тенденция к увеличению содержания  $FeCO_3$ . Существенно железистые конкреции характерны для тех отложений (нижний мел, олигоцен), которые отличаются повышенным содержанием органического материала. Очевидно, органическое вещество является стимулятором концентрации карбоната железа в диагенезе.

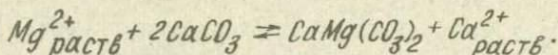
Показателем окислительно-восстановительной обстановки среды конкрециеобразования являются относительные содержания  $\frac{Mn}{Mg}$ . По этой величине можно судить о степени развития восстановительной (низкие значения отношений) или окислительной (высокие значения) обстановки. Наиболее низкие значения отношения  $\frac{Mn}{Mg}$  связаны с образованием магний-кальциевых конкреций (0,03-0,12); эти значения несколько повышаются в кальций-железистых конкрециях (0,21-0,33), еще более увеличиваются в кальций-магний-железистых и железистых (0,40-0,70), а также в кальциевых конкрециях (0,70-1,47), достигая максимальной величины в железисто-марганцевых конкрециях (2,64).

Самое высокое содержание  $P_2O_5$  (1,12-2,72%) наблюдается в кальций-железистых и железисто-марганцевых конкрециях.

Формирование минерального состава карбонатных пород происходило на различных стадиях литогенеза. Кальцит, составляющий основную массу криптористаллических известняков и мергелей, является преимущественно седиментационным минералом и осаждается в результате жизнедеятельности различных организмов, реже - хемогенным путем. В диагенезе и, вероятно, на ранних стадиях эпигенеза, когда в сферу аутигенного карбонатообразования поступали катионы  $Fe$  и  $Mg$  в результате внутрислойного растворения нестойких обломков пород и минералов (основные породы, слюды и др.), происходило формирование главным образом железо-магний-, реже - кальций-содержащих карбонатных конкреций. На рис. 28 видно смещение на

диаграмме поля ассоциации карбонатных минералов в сторону угла  $FeCO_3$ . Известно, что на стадии диагенеза при оформлении карбонатов реализуется запас железа, затем магния, затем кальция [109].

Эпигенетическая перекристаллизация известняков (главным образом в палеогене) сопровождалась усвоением дополнительного количества карбоната магния, т.е. происходила доломитизация седиментогенного кальцита. Многие аспекты вторичной доломитизации рассмотрены в работах Н.М.Страхова [110], Г.А.Каледы [111], Г.Н.Перозин [112], Д.М.Фридмена и Д.И.Сендерса [113], В.И.Муравьева [114] и других исследователей. Эпигенетическая доломитизация рассматривается в большинстве случаев как процесс химического взаимодействия подземных вод с породами. Отсутствие трещин, выполненных доломитом, свидетельствует о том, что доломитизация происходила в результате гидрохимического замещения пород. Д.М.Фридмен и Д.И.Сендерс связывают образование эпигенетических доломитов с водами в погребенных отложениях, представляющих собой остатки морской воды, захваченной осадками во время их накопления. Постседиментационные процессы увеличивают в водах концентрацию солей и образуют рассолы с соленостью, аналогичной доломитизирующим рассолам в осадочных обстановках. Превращение кальцита в доломит происходит путем следующей реакции:



Появляется все больше данных о том, что глинистые минералы могут вести себя как катализаторы при формировании доломитов, при этом они могут служить источником ионов магния [114, 115]. Вероятно, на ранних этапах эпигенеза роль глинистых минералов в составе карбонатных пород могла сводиться к тому, что они являлись центрами кристаллизации при образовании ромбоэдрических кристаллов доломита. На поздних этапах эпигенеза, когда глинистые минералы поглощали калий, шло замещение калием магния (гидрослюдизация монтмориллонита). Освободившийся магний поступал в интерстиционные воды и, взаимодействуя с известняками, приводил ко вторичной их доломитизации. Увеличению содержания магния способствует также постседиментационное изменение кластогенного биотита — происходит его осветление, потеря магния и железа.

Кроме того, необходимые компоненты для формирования эпигенетических минералов, в частности доломита и кальцита, могут поступать по разломам в фундаменте [116].

Высокое содержание  $MgCO_3$  в отдельных образцах органогенных известняков и мергелей объясняется, видимо, большим скоплением остатков раковин, обычно содержащих значительный процент магния.

В эпоху инверсии карпатской геосинклинали, в стадию регрессивного эпигенеза, сопровождавшегося широко развитым процессом карбонатного замещения песчаников и алевролитов с превращением их в песчаные и алевроитовые известняки, шло образование карбоната кальция. На рис. 28 видно смещение на диаграмме поля ассоциации карбонатных минералов в сторону угла  $CaCO_3$ . Широко развитый процесс карбонатного метасоматоза требует дополнительно значительных порций  $CO_2$ .

Источниками вещества, определяющими прирост массы карбонатов в породах, могут служить хемогенные седиментационные карбонаты и органогенный материал. Кроме того, в различные стадии эпигенетической переработки материала баланс катионов кальция пополняется за счет разрушения наименее стойких обломочных силикатных минералов. Идущий параллельно процесс окисления органического материала пополняет объем  $CO_2$ , создавая предпосылки для общего возрастания доли карбонатов в породах. При поступлении углекислого газа по разломам увеличивается содержание углекислоты в подземных водах и резко повышается парциальное давление  $CO_2$ . Это способствует растворению  $CaCO_3$  и возникновению бикарбоната —  $Ca(HCO_3)_2$  по следующей схеме:  $CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca(HCO_3)_2$ .

Этим путем Г.А.Толстикова [116] объясняет накопление гидрокарбонатов в подземных водах, а при понижении парциального давления  $CO_2$  и разрушении ионов  $(HCO_3)^-$  — выпадение кальцита.

Генерация новых порций карбоната кальция сопровождается активной коррозией и замещением других минералов. Процессы карбонатного метасоматоза особенно интенсивно проявились в отложениях нижнего мела и олигоцена. Здесь развиты в заметном количестве криптокристаллические известняки, и отмечается самое высокое содержание органического материала, которые могли служить резервом компонентов, участвующих во вторичном карбонатообразовании. Результаты наших исследований согласуются с выводами В.И.Муравьева [117-120] о характере постседиментационных преобразований карбонатов в терригенных породах.

Факты о влиянии скоплений органического вещества на характер карбонатообразования были зафиксированы Р.М.Юрковой [121] при изучении неогеновых отложений западной части Японо-Охотской геосин-

клинали (Северный Сахалин). Автор отмечает, что на площади газоносных структур в породах развивается анкерит, а нефтеносных – кальцит.

Генетическое разнообразие карбонатных пород подтверждается результатами изотопного анализа кислорода. Самое высокое содержание  $\delta^{18}O$  характерно для органогенно-хемогенного известняка – 28,5‰ (табл. 14). У типичного хемогенного образования – известкового туфа –  $\delta^{18}O = 25,0‰$ . Полученные данные для перекристаллизованных известняков – 20,7 и 19,2‰ – свидетельствуют о том, что роль поверхностных вод в процессе перекристаллизации карбонатного вещества была незначительна. Это согласуется с данными Барнеса и О'Нейла [122] для карбонатных пород Калифорнии. Для конкреционных

Т а б л и ц а 14  
Изотопный состав кислорода карбонатных пород

Номер проб	Порода	Возраст	$\delta^{18}O$ , ‰ (стандарт)
81/4	Известняк органогенно-хемогенный	Мел	28,5
40/9	Известковый туф	Палеоген	25,0
49/7	Известняк перекристаллизованный	Мел	20,7
34/12	То же	Палеоген	19,2
2172*	Конкреционный сидерит	Мел	25,5
2149*	То же	"	23,2
6080*	" "	"	22,9
5/4	" "	Палеоген	20,4
72/4	Кальцит жильный	"	8,8
19/8	" "	"	7,9

\* Данные изотопного состава кислорода получены З.В.Тимофеевой и др. [123] для конкреционных образований из мелового флиша Карпат.

сидеритов из меловых и палеогеновых толщ (по нашим данным и данным З.В.Тимофеевой и др. [123]) значения  $\delta^{18}O$  находятся в интервале 25,5–20,4‰. По мнению этих авторов, более легкий изотопный состав кислорода морских сидеритов, сравнительно с седиментационными морскими карбонатами, видимо, связан с влиянием биогенного кислорода [123].

Кальцит, сформировавшийся в условиях эпигенеза, отличается самым низким содержанием  $\delta^{18}O$  (7,9–8,8‰). Подобные значения были приведены в работах Фритса и Смита [124] для синтетических карбонатов, полученных из изотопически легких растворов при температурах 50–40°C. Близкие величины  $\delta^{18}O$  приводят Барнес и О'Нейл [122] для жильных низкотемпературных кальцитов США. Можно предположить, что формирование кальцитов с  $\delta^{18}O$  в пределах 7–8‰ происходило в низкотемпературной водной среде, характеризующейся легким изотопным составом кислорода и, по-видимому, отвечающим значениям  $\delta^{18}O$  поверхностных вод.

## ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЕЙШИХ АКЦЕССОРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Распределение акцессорных элементов во флишевой формации находится также в тесной связи со сложным комплексом геологических процессов, определивших характер формирования этой осадочной толщи.

Изменение содержания малых элементов в геологическом разрезе, что связано с изменением вещественного состава пород флишевой формации в целом, позволяет судить об общей геохимической эволюции и выявить элементы — индикаторы возраста и различных условий, в которых протекали процессы литогенеза. Изучение закономерностей распределения микроэлементов в сочетании с другими методами геологических исследований дает возможность реконструировать условия палеоседиментации в этой геосинклинальной области. Тем более, что объектом исследования является толща пород, образовавшаяся в едином бассейне седиментации и в условиях единого — гумидного — типа литогенеза.

Сопоставление концентраций элементов проводилось в однотипных по литологическому составу породах в разрезе и на площади. Особое внимание уделялось изучению песчаников и аргиллитов — главных составляющих глинисто-терригенного карпатского флиша. Глинистые породы во флишевой формации играют меньшую роль по сравнению с песчаниками и алевролитами. Однако эти породы в большей степени характеризуют условия осадкообразования, так как наряду с тем, что отражают изменение в областях питания, характеризуются свойством адсорбировать некоторые элементы. Органическое вещество, находящееся нередко в тонкодисперсной форме в глинистых породах, еще усиливает этот процесс.

Наиболее информативными для осадочных пород являются элементы, образующие железомарганцевую группу (по [125]). Эта группа

объединяет большое количество элементов, начиная с мало геохимически подвижных гидролизатов ( $Al, Ti, Zr, Ga, Nb, Ta$ ), включает подгруппу железа ( $Fe, V, Cr, Ge$ ), подгруппу халькофильных элементов ( $Cu, Zn, Pb, As$ ) и завершается подгруппой марганца ( $Mn, Ni, Co, Mo$ ) – наиболее геохимически подвижной в морском седиментогенезе.

На рис. 29 приведены кривые распределения элементов в песчаниках и глинистых породах мел-палеогеновой флишевой формации различных зон южного склона Карпат, где по горизонтальной оси в хронологической последовательности отложены средние величины концентраций элементов в породах. Рассматривая распределение элементов первой подгруппы, можно наблюдать отчетливо выраженный максимум содержания титана и циркония в породах верхнего мела. Кривые распределения циркония во многом напоминают кривые распределения титана, что свидетельствует о закономерном колебании количества титана и циркония. Содержание галлия остается в большинстве случаев постоянным. Лишь в глинистых породах верхнего мела и палеоцен-эоцена северо-западной зоны он образует явный максимум, превышая кларковый уровень. В кристаллических породах галлий входит в состав слюд и полевых шпатов. Преимущественная приуроченность концентраций циркония к песчаным породам связана с его миграцией в составе обломков минералов (главным образом циркона) и механических взвесей. Увеличение содержания циркония в глинистых породах верхнего мела и палеоцен-эоцена северо-западной зоны свидетельствует о его частичной миграции в растворенном состоянии. По данным Х.Дегенгардта [126], находящийся в растворе цирконий обычно выпадает вместе с гидроксидами железа, марганца и алюминия. Наиболее высокие содержания циркония, по А.П.Виноградову [127], свойственны средним и кислым породам (0,02%).

Содержание титана в породах обычно превышает кларковый уровень. Особенно это типично для меловых отложений юго-восточной и центральной зон. В отдельных случаях в отложениях эоцена (солевые слои) в песчаниках и алевролитах наблюдается повышение содержания титана. Это связано, вероятно, с природным шлиховым пропеском. Титан генетически связан с магматическими породами. Наиболее богаты титаном основные (0,9%) и средние породы (0,8%) [127].

Следует отметить, что в глинистых породах наблюдается некоторое увеличение содержания титана по сравнению с одновозрастными песчаными породами. Очевидно, в аргиллитах, кроме дисперсно распределенного в породах лейкоксена, носителями титана являются и

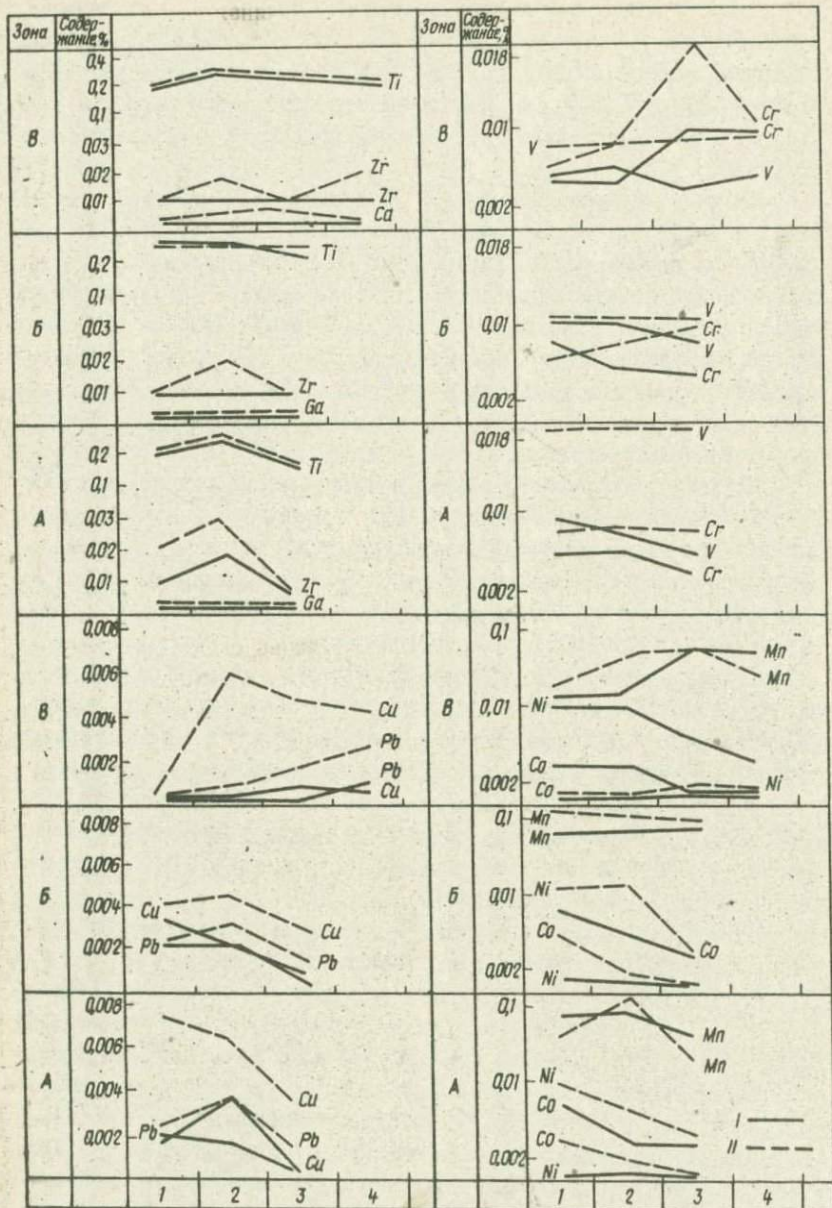


Рис. 29. Распределение элементов в песчаниках и аргиллитах мел-палеогеновой флишевой формации. Зоны: А - юго-восточная, Б - центральная, В - северо-западная; I - нижний мел, 2 - верхний мел, 3 - палеоцен-эоцен, 4 - олигоцен; I - песчаники, II - аргиллиты.

глинистые минералы. В песчаниках главными носителями титана являются ильменит, рутил, реже — анатаз. Причиной образования в них повышенных кларковых концентраций титана (как это наблюдаем в соляных слоях), в условиях преобладания механического выветривания в областях питания, может быть гидродинамическая сортировка в прибрежно-морской или прикордильерной зоне.

Таким образом, данные распределения элементов-гидролизатов свидетельствуют о преимущественном нахождении их в кристаллической структуре минералов и весьма ограниченном развитии в породах их свободных форм. В виде свободных форм в какой-то мере находятся галлий и цирконий, относительное накопление которых в глинистых породах верхнего мела и палеоцен-эоцена северо-западной зоны свидетельствует о его большей подвижности и позволяет предположить его частичную миграцию в коллоидах или растворах. Видимо, какие-то особые физико-химические условия среды осадконакопления способствовали переходу в раствор галлия и циркония. Как у большинства изученных элементов, у элементов-гидролизатов наблюдается четко выраженная тенденция в изменении содержания элементов по вертикали. Более высокие содержания одного циркония наблюдаются в юго-восточной зоне.

В противоположность элементам-гидролизатам более высокие концентрации элементов подгруппы железа — ванадия и хрома — связаны в основном с глинистыми породами. Содержание ванадия повсеместно превышает кларковый уровень. Эта закономерность сохраняется в целом как для терригенных, так и для глинистых пород в пределах изученного района. Наиболее высокие концентрации ванадия отмечены в глинистых породах мела и палеогена юго-восточной зоны, где вместе с медью он образует геохимически аномальную зону. В пределах центрального района высокие содержания ванадия наблюдаются в терригенных породах верхнего и нижнего мела Черногорской зоны (коэффициент концентрации 8-10) и в глинистых породах великобанской свиты эоцена. Высокие коэффициенты концентрации ванадия (8-15) зафиксированы в породах нижнего мела, гуснянских слоев эоцена и олигоцена. В северо-западной зоне, где наиболее полно представлен разрез палеогена, наблюдается совпадение повышенных концентраций ванадия и повышенных концентраций германия и молибдена. На рис. 29 видно, что основная масса ванадия находится в глинистых породах, где его накопление происходит благодаря сорбции глинистыми частицами. Ванадий вместе с медью, свинцом и хромом также сорбируется

органическим веществом, находящимся в тонкодисперсной форме в глинистых породах. Ванадий является довольно подвижным элементом, и большая часть его мигрирует в виде истинных и коллоидных растворов. Наиболее легко мигрирует ванадий в пятивалентной подвижной форме и, попадая в восстановительную среду, переходит в трехвалентную малоподвижную форму и осаждается. Концентрация ванадия в терригенных породах связана, вероятно, с обломками обугленного растительного детрита, где он накапливается совместно с молибденом и германием. Основным источником ванадия являются основные и средние породы, где он содержится в количествах соответственно 0,02 и 0,01% [127].

Кривые распределения хрома в целом подобны кривым распределения ванадия; лишь в глинистых породах палеоцен-эоцена хром образует отчетливо выраженный максимум содержания. Это особенно резко выражено в породах северо-западной зоны, где содержание хрома в песчаниках продолжает увеличиваться в олигоцене, оставаясь достаточно высоким и в глинистых породах. Основная масса хрома, как и ванадия, находится в глинистых породах. Наиболее вероятной формой его миграции являются коллоиды и тонкие взвеси пород, а также возможен перенос в виде комплексов с органическим веществом. Основные носители хрома — ультраосновные породы, содержащие хромшпинелиды. Разрушение хромшпинелидов при эпигенезе сопровождается выносом хрома, и отчасти железа, и привносом алюминия и кремния, что приводит к образованию хромсодержащего хлорита и гидрослюда (фуксита).

Приуроченность концентраций хрома к песчаным породам олигоцене связана с его миграцией в составе обломков минералов (в основном шпинели) и механических взвесей. Его поведение в данном случае напоминает поведение циркония в этих породах. Содержание обоих элементов достигает максимума в песчаниках и уменьшается в сторону аргиллитов. По-видимому, эта закономерность обусловлена тем, что основная масса обломочных зерен циркона и шпинели тяготеет к песчаной фракции. У хрома выражена тенденция к изменению его содержания в разрезе. Изменение содержания ванадия более четко фиксируется на площади.

Содержание элементов халькофильной подгруппы (свинец, медь) также изменяется в зависимости от стратиграфического положения. Кривые распределения свинца и меди в целом напоминают кривые распределения ванадия и хрома. Концентрации этих элементов кон-

тролируются количеством глинистых минералов, органического вещества и пирита. Наибольшей степенью рассеивания характеризуется медь, которая во всех петрографических разностях пород устанавливается чаще всего в количествах ниже кларковых. Наиболее высокие концентрации меди отмечены в меловых породах юго-восточной зоны, где вместе с ванадием она образует аномальную зону.

Свинец концентрируется в породах обычно в количествах, превышающих кларковые содержания. Наиболее высокие содержания свинца зафиксированы в меловых отложениях юго-восточной и центральной зон, в эоцене северо-западной зоны (волосянские, сольские, гуснянские слои), где в некоторых местах коэффициент его концентрации достигает II, а также в олигоцене. Преимущественное накопление свинца в глинистых породах, а иногда и в известняках, свидетельствует о том, что он мигрирует главным образом в виде истинных и коллоидных растворов.

К группе халькофильных элементов относится цинк, наиболее высокие концентрации которого отмечены в породах эоцена Магурской зоны (коэффициент концентрации 65) и олигоцене (северо-западная зона). Цинк вместе со свинцом и оловом образует зоны геохимических аномалий. Судя по характеру распределения халькофильных элементов в породах, концентрация этих трех металлов — меди, цинка и свинца — в морском бассейне контролировалась главным образом адсорбцией, дополненной органическими реакциями и осаждением в богатой сульфидами восстановительной среде. Породы палеогена южной части центральной зоны богаты серебром, которое связано, видимо, с органическим веществом. По данным пробирного анализа, породы зоны Мармарошского массива и зон Утесов содержат 11–28 г/т серебра.

Элементы марганцевой подгруппы — марганец, никель, кобальт — повсеместно распространены, и их содержание часто в 10 раз превышает кларковый уровень. В распределении этих элементов наблюдается четкая вертикальная зональность. Наиболее богаты никелем и кобальтом меловые породы юго-восточной и центральной зон. В палеогеновых отложениях аномально высокие содержания никеля и кобальта обнаружены в породах шопурской свиты (эоцен, центральная зона), никель и кобальт сопутствуют обычно друг другу в породах, хотя несколько отличаются по своим геохимическим свойствам. Кобальт способен к более активной геохимической миграции. Он нередко мигрирует в виде истинных растворов, о чем свидетельствует иногда уве-

личение его содержаний в известняках. Кроме того, в процессе осадкообразования никель сопутствует марганцу, а кобальт — железу. Основным источником никеля и кобальта, по мнению многих исследователей, являются основные породы, преимущественно базальты. Наиболее высокие концентрации никеля и кобальта зафиксированы в аргиллитах. Никель входит в состав решеток глинистых минералов, замещающая алюминий, и находится в виде адсорбированных ионов. На концентрацию никеля и кобальта существенное влияние также оказывает наличие в породах органического вещества. Часто никель и кобальт концентрируются в пиритах. Ионные радиусы никеля и кобальта близки к таковым железа, они образуют группу изоморфных элементов. Видимо, никель и кобальт изоморфно замещают железо в структуре дисульфида, в отличие от меди, которая образует самостоятельные фазы сульфидов, находящиеся в сростании с пиритом.

Еще одним, весьма геохимически подвижным элементом этой подгруппы является молибден, который в заметных количествах (близких к кларковым и превышающим его) концентрируется в породах палеогена. Наиболее высокое содержание молибдена наблюдается в кремнистых аргиллитах олигоцена. Повышенное содержание молибдена в этих отложениях объясняется сильной восстановленностью этих осадков, содержащих много органического вещества и пирита. Изучая поведение молибдена в Средиземном море, М.Ф.Пилипчук [128] отмечал прямую связь молибдена, концентрирующегося в морских илах, с органическим веществом и сульфидами.

Марганец — наиболее активный мигрант в марганцевой подгруппе, о чем свидетельствует его повышенное содержание в терригенно-карбонатных и карбонатных породах. В песчаниках и аргиллитах он накапливается примерно в равных количествах. Марганец образует заметные концентрации в пестроцветных отложениях верхнего мела центральной зоны и эопена северо-западной зоны (вышковские слои). Геохимические особенности этой толщи выражаются в региональной повышенной марганценоности, которая проявляется в виде высокого кларкового фона и появления рудных накоплений с высокими концентрациями марганца и кремнезема. Здесь, среди туфогенных аргиллитов, отличающихся повышенным содержанием марганца (6–20 кларков), залегают линзовидные прослои кремнисто-родохрозитовой породы с содержанием  $MnO - 27,94\%$ . Образование этой породы связывается с проявлением подводной эксталяционной деятельности. Высокие концентрации марганца относительно малых элементов ( $Mn: Ni \cdot 10^{-2}$ )

также свидетельствуют об участии гидротермального вещества в формировании рудных концентраций марганца [129]. Кроме того, был вычислен железо-марганцевый модуль  $\frac{Fe+Mn}{Ti}$  [130] для глинистых пород, которые являются наиболее чувствительными индикаторами геохимических условий осадконакопления. Величины этого модуля, варьирующие в пределах 7,6-13,8, свидетельствуют о том, что это литогенный модуль. Повышенные значения модуля (20,6-24,3), которые могут свидетельствовать об участии эксгальвативного компонента, характерны для меловых отложений центральной зоны. Это согласуется с данными П.Ю.Лозыняка, Л.М.Рейзмана и других исследователей о проявлении верхнемелового вулканизма в пределах Суховской и Черногорской зон.

На основании данных изучения распределения и концентрации элементов в главных типах пород, слагающих карпатский флиш, в разрезе и на площади можно выделить группу руководящих корреляционных элементов, наиболее четко реагирующих на положение в разрезе каждой анализируемой группы пород. Для флишевой формации южного склона Карпат такими корреляционными элементами являются никель, кобальт, хром и молибден. Это послужило основанием для выделения меловой никель-кобальтовой и палеогеновой хром-молибденовой геохимических провинций, в пределах которых выделяются зоны геохимических аномалий для таких элементов, как ванадий, свинец, цинк, олово и др.

Для геохимической характеристики пород определенное значение имеет сопоставление отношений пар элементов, близких по своим физико-химическим свойствам. Ряд таких пар элементов еще в 1952 г. предложил А.П.Виноградов [131]. При сопоставлении разновозрастных толщ отношения пар элементов могут давать наиболее надежные результаты. Автором была составлена геохимическая диаграмма отношений пар наиболее типичных элементов, характеризующих долю участия основных, ультраосновных, кислых и других пород в формировании мел-палеогеновой толщи (рис. 30). Рост величин отношений пар элементов  $\frac{Ti}{Zr}$ ,  $\frac{V}{Zr}$ ,  $\frac{Ni}{Co}$ ,  $\frac{V}{Ni}$ ,  $\frac{Mn}{V}$ ,  $\frac{Cu}{Cr}$  свидетельствует об увеличении роли основных, а отношение  $\frac{Cr}{Ni}$  - ультраосновных пород. Преобладание высоких значений величин отношений пар элементов  $\frac{Ti}{Cr}$ ,  $\frac{Cu}{Ni}$ ,  $\frac{V}{Cr}$ ,  $\frac{Zr}{Ni}$ ,  $\frac{Zr}{Cr}$  говорит об активном участии в осадконакоплении пород кислого и среднего составов. На рис. 30 видно, что в породах нижнего мела и палеоген-эоцена наблюдается

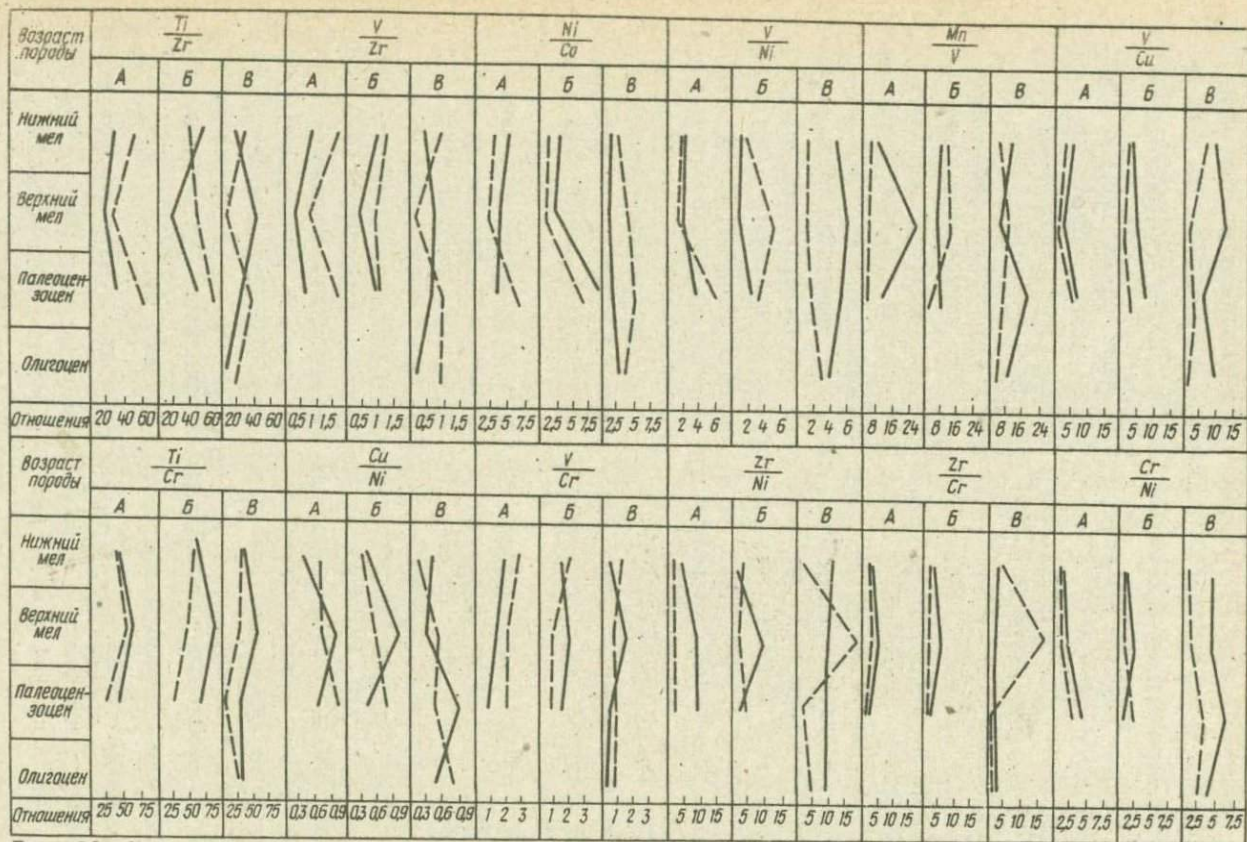


Рис. 30. Изменение отношений пар элементов в песчаниках и аргиллитах мел-палеогеновой флишевой формации. Зоны: А - юго-восточная, Б - центральная, В - северо-западная.  
Условные обозначения те же, что на рис. 29.

возрастание роли в областях питания пород основного состава. В северо-западной зоне развития пород палеоцен-эоцена резко увеличивается доля ультраосновных пород. В верхнемеловых отложениях повышается содержание компонентов, характерных для кислых пород. Из этого следует, что в верхнем мелу денудацией шире были вскрыты массивы гранитоидов.

Общая картина распределения средних содержаний элементов в породах флишевой формации Карпат показана графически на рис. 31. Распределение элементов по петрографическому профилю (в ряду песчаники - алевролиты - аргиллиты и песчаники - алевролиты - аргиллиты - известняки) в различных свитах характеризуется отсутствием единой схемы. Выделяются следующие типы распределения, по Н.М.Страхову [80]: контрастная и сглаженная модификации упорядоченного типа, переходная модификация пестрого типа и собственно пестрый тип.

Контрастная модификация упорядоченного типа характерна для отложений Раховской и Черногорской зон (рис. 31, I, IV, VI, XII, XV). Подавляющее большинство элементов, за исключением *Mn* и *Sr*, показывает согласованность в распределении: минимум содержания в песчаниках и максимум в аргиллитах. При этом обычно обнаруживается резкая разница в концентрациях элементов между песчаниками и аргиллитами. В породах шипотской свиты (рис. 31, IV) отмечается для *V*, *Ni* и *Pb* два максимума: в песчаниках и аргиллитах. Содержание большинства элементов после максимума в аргиллитах резко падает в известняках. Исключения составляют *Mn* и *Sr*, в транспортировке которых растворы играли большую роль, чем взвеси.

Улучшение сортировки осадочного материала в осадках нижнего мела было связано, вероятно, с большими размерами бассейна и его высокой гидродинамической активностью. Сравнительно замедленные темпы осадконакопления в мелу и палеогене в пределах Черногорской зоны (рис. 31, IV, VI, XII, XV) обеспечивали многократный перемыв и переотмучивание осевшего материала и обеднение песчано-алевритовых осадков глинистыми частицами.

Распределение элементов в меловых отложениях Суховской и в палеогеновых флишевых толщах Дуклянской зон относится к сглаженной модификации упорядоченного типа (рис. 31, III, VII, IX, X, XII, XIX, XX). Эта модификация отличается тем, что в распределении элементов сохраняется еще элемент пестроты, и разность между минимальными содержаниями элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах

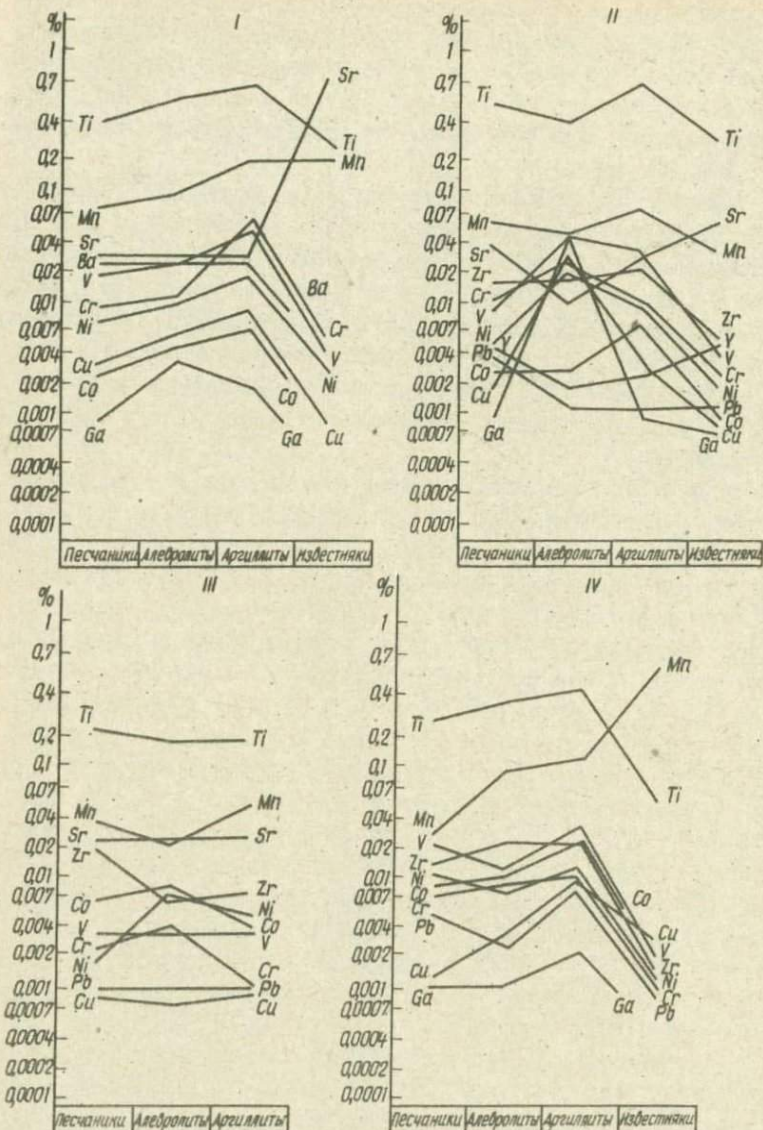
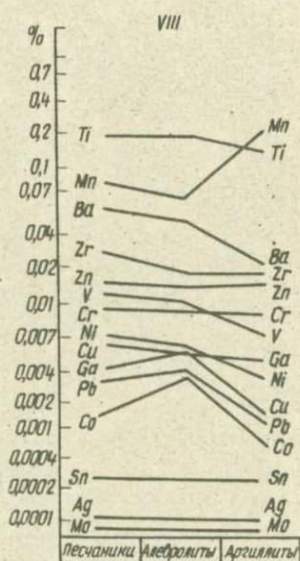
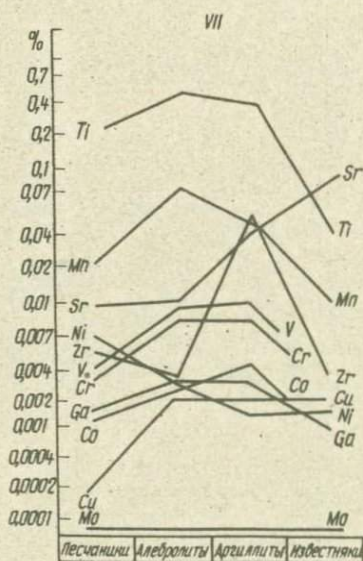
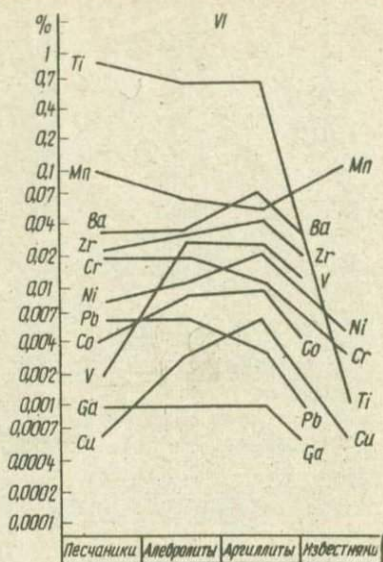
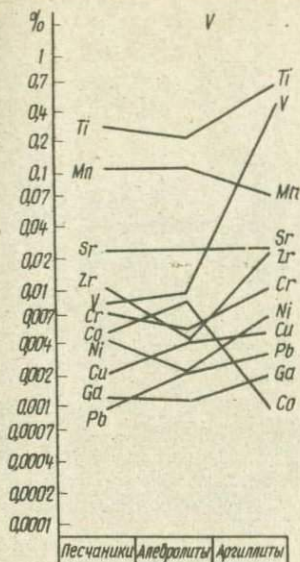
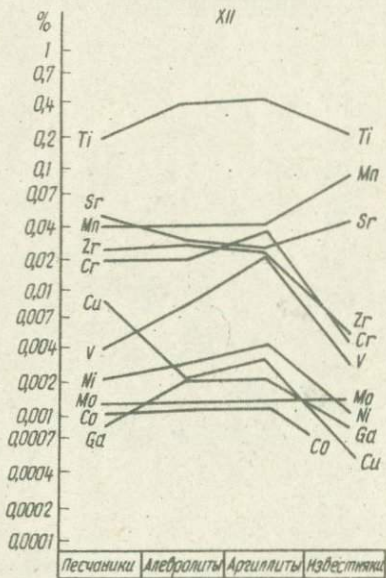
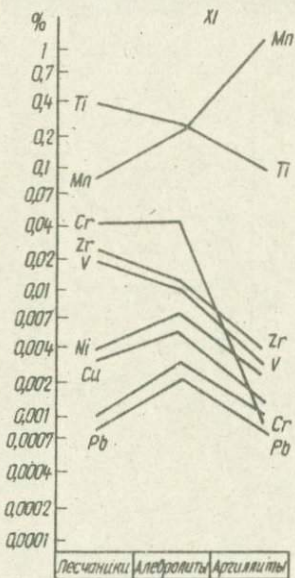
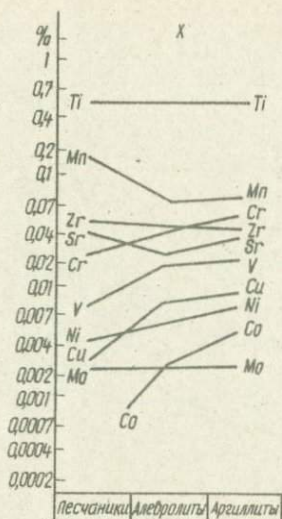
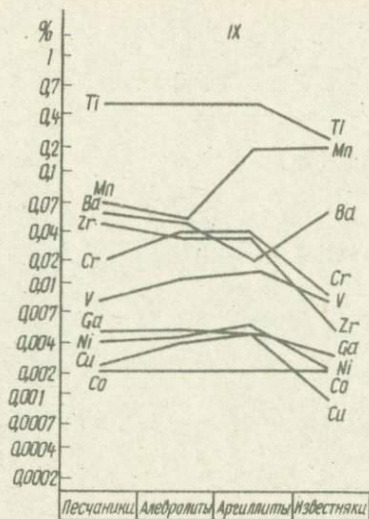


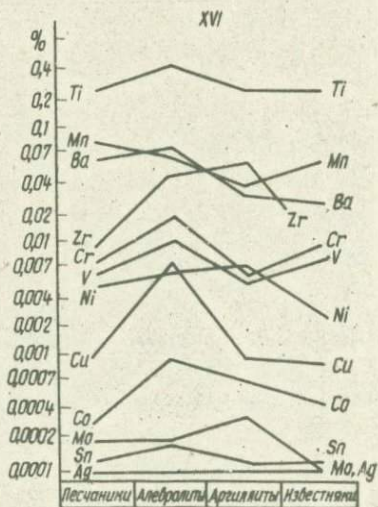
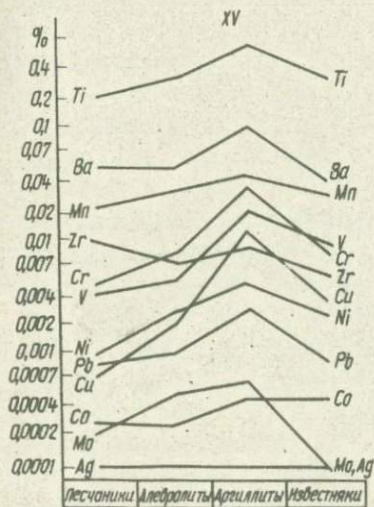
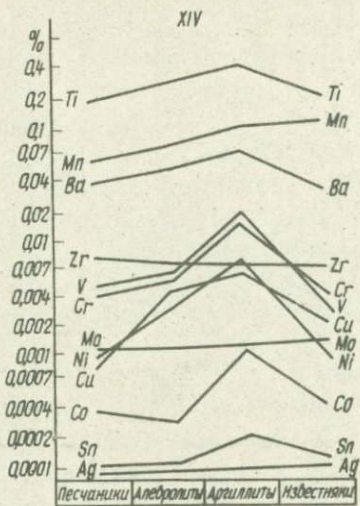
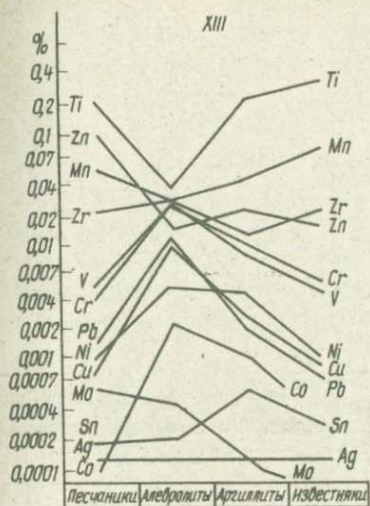
Рис. 31. Распределение элементов по типам пород во флишевых отложениях Карпат. Меловые отложения зон: I - Раховской, II, III - Суховской, IV-VI - Черногорской, VII - Мармарошской и Утесовой, VIII-XII - палеоцен-эоценовые отложения Дуклянской зоны, XIII - эоценовые отложения Магурской зоны, XIV, XV - палеоцен-эоценовые отложения Черногорской зоны, XVI-XVIII - эоценовые отложения Мармарошской и зон Утесов, XIX, XX - олигоценные отложения Дуклянской зоны.



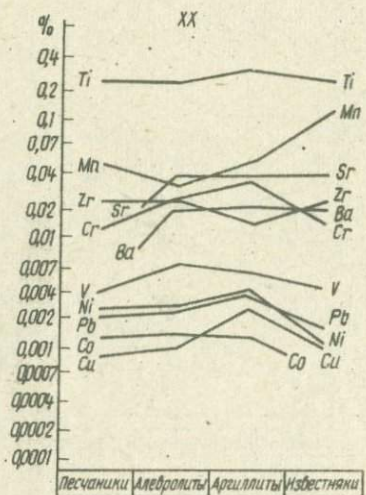
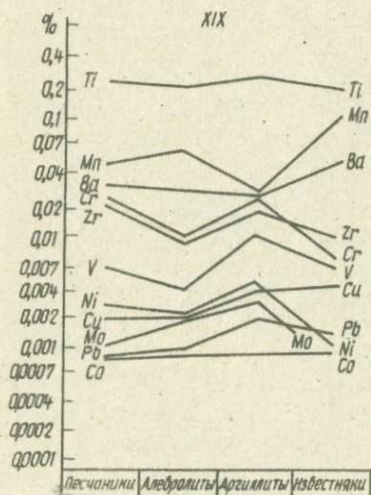
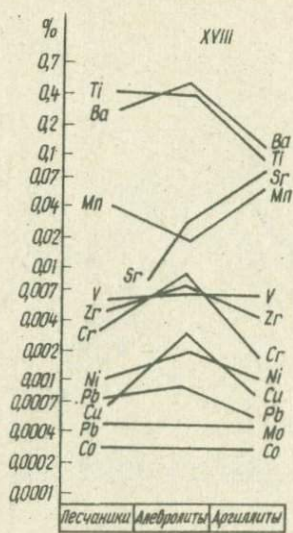
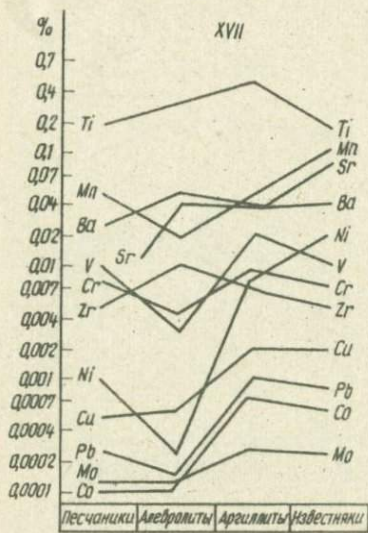
Продолжение рис. 31.



Продолжение рис. 31.



Продолжение рис. 31.



Окончание рис. 31.

незначительна. В большинстве случаев характерно выравнивание содержаний элементов в песчаниках и алевролитах. Это свидетельствует о недостаточной дифференциации материала при формировании первого элемента ритма. В большинстве случаев элементы показывают в целом рост содержаний от песчаников к аргиллитам. Часто отмечаются случаи однообразных процентных содержаний элементов во всех типах пород (рис. 31, Ш, УШ, X и др.). При этом кривые на диаграмме приближаются к прямой, параллельной оси абсцисс. Известное воздействие в сторону нивелировки распределения элементов во флишевых толщах олигоцена (рис. 31, XIX, XX) могло оказать наличие осадочных пород в областях сноса. В общую схему не укладываются лишь *Mn*, *Ba*, *Sr*, реже — *Cr*, *Cu*, *Pb*.

В верхнемеловых отложениях Суховской и Черногорской зон (рис. 31, П, У), а также в меловых и палеогеновых породах Мармарошской зоны (рис. 31, УП, ХУП) преобладает переходная модификация пестрого типа распределения элементов, когда на общем фоне пестрого распределения у большой группы элементов (*Mn*, *Co*, *Pb*, *V*, *Cr*, *Mo*) начинают проступать черты упорядоченности. Нарушение согласованности в распределении элементов свидетельствует о притоке новой порции обломочного материала. Это, вероятно, можно связывать с тектоническими подвижками на границе нижнего и верхнего мела, а также в эоцене.

Собственно пестрый тип распределения элементов отмечается в эоценовых породах Дуклянской, Магурской и Мармарошской зон (рис. 31, XI, XIII, XVI, XVII). В распределении подавляющего большинства элементов нет упорядоченности. Характерно, что максимумы содержаний *Ni*, *Cu*, *Co*, *Pb*, *V*, *Cr*, *Sp*, *Zn* обычно смещаются в алевролитовую область.

Слабая отсортировка осадочного материала в отложениях палеогена, а отсюда и пестрота распределения элементов, вызвана малой гидродинамической активностью бассейнов седиментации в связи с их малыми размерами. Это время характеризовалось широким развитием кордильер, разделявших геосинклинальный бассейн на более мелкие трюги. Добавочными факторами, задерживающими возникновение упорядоченности распределения элементов, были быстрота осадконакопления, сокращавшая время воздействия наддонной воды на сортировку материала, а также преобладание физического выветривания в областях сноса.

Специфической чертой накопления большинства элементов в породах мел-палеогеновой флишевой толщи является то, что растворы

в их миграции почти не играли никакой роли. Максимумы содержаний в гранулометрическом спектре взвесей приходились на пелитовую, алевроитовую или песчаную, или на песчаную и пелитовую фракции, что и обуславливало двувёршинность кривых (рис. 31, IV, XVP, XIX). В карбонатных породах концентрируются лишь стронций, марганец и медь. Изредка в составе глинистой примеси находятся никель и хром.

В кремнистых породах содержания акцессорных элементов в большинстве случаев близки к кларковым значениям для литосферы [131]. В целом кремнистые породы мелового возраста отличаются повышенным содержанием меди, олова и бария, а палеогеновые — молибдена, цинка, лития и бария. Наряду с повышенными содержаниями молибдена во фтанитах и глинистых фтанитах олигоцена (менилитовые слои) увеличивается содержание хрома.

Учитывая контрастность в распределении элементов по петрографическому профилю с образованием максимумов содержаний в глинистых породах, можно прийти к выводу о том, что основная масса акцессорных элементов мигрировала в виде субколлоидных взвесей и металлоорганических соединений, которые сорбировались глинистыми частицами и органическим веществом.

Упорядоченный и переходный к упорядоченному типу распределения элементов не характерны для пород геосинклинальных областей, и для флишевых формаций особенно. Образование карпатского флиша происходило главным образом в условиях быстрого подъема территорий питающих провинций и быстрого захоронения незрелого материала. Упорядоченный тип распределения элементов отмечали Н.В. Логвиненко и В.Г. Космачев [132] для пород таврической флишевой формации Крыма. Но в этом случае упорядоченное распределение элементов образовалось на стадии седиментогенеза в связи с интенсивным химическим выветриванием в областях сноса.

Чем же вызвано почти повсеместное увеличение содержаний элементов в аргиллитах карпатского флиша? Концентрация элементов в бассейне седиментации контролируется в значительной мере процессами сорбции глинистым веществом, дополненной органическими реакциями. Большое значение имеет катионный обмен. Избыток заряда на глинистом минерале отрицательный; он притягивает катионы из раствора, нейтрализуя этот заряд; причем двухвалентные катионы действуют более активно, чем одновалентные. Исследованиями Д. Кэрролла [133] показано, что органический материал, который находится в глинах и образует с ними органо-минеральные комплексы, значительно увеличивает способность глинистых минералов к ионному об-

мену. Гуминовые кислоты дают дополнительный отрицательный заряд глинистым частицам, который притягивает дополнительные катионы из раствора для нейтрализации заряда.

Для концентрации элементов имеет значение и такой фактор, как динамика среды. В районах развития подводных, донных течений осуществляется большое насыщение природных сорбентов, по сравнению с насыщением их в местах, не омываемых этими течениями. На основе экспериментов, проведенных Е.В.Рожковой и О.В.Щербакон [134], а также С.Ф.Винокуровым и Э.Г.Васильевой [135], было показано, что величина значения геохимического обогащения рудных элементов для условий динамической сорбции увеличивается в десятки раз по сравнению с аналогичными величинами в статических условиях. Кроме того, дополнительная сорбция микроэлементов глинистым веществом могла осуществляться в процессах постседиментационного преобразования пород.

На окончательное распределение элементов большое влияние оказывают, помимо условий седиментогенеза, условия более поздних стадий формирования и преобразования пород. Флишевые породы мел-палеогенового возраста испытали сильное погружение и содержат признаки преобразований, характерные для стадии глубинного эпигенеза. С этой стадией связаны сильные процессы внутрислойного растворения нестойких компонентов пород и минералов под действием интэрстиционных поровых вод, когда наряду с основными компонентами в раствор переходят акцессорные элементы и концентрируются в глинистом веществе и органике. Так, вероятно, происходит дополнительная сорбция никеля, кобальта, хрома, свинца, цинка и титана.

Флишевая ритмичность создает предпосылки для широкого развития межслоевой миграции иловых растворов при диагенезе. Диагенетические процессы, сопровождающиеся накоплением сероводорода, приводят к образованию коллоидов сульфида железа, с которыми осаждаются никель, кобальт, медь, цинк и молибден. В диагенезе происходит образование различных карбонатных конкреций, в которых высокие кларки концентраций дают марганец, свинец, кобальт, реже — серебро и цинк.

На различных стадиях литогенеза большая роль в накоплении элементов принадлежит органическому веществу. Наиболее характерной ассоциацией акцессорных элементов для сапропелевого типа органического вещества является ассоциация ванадий — хром — молибден — свинец — цинк — серебро — уран. В гумусовых углях концен-

трируются ванадий, германий, уран, содержание которых увеличивается в зонах тектонических нарушений. В ходе геологического развития Карпатской геосинклинали наиболее благоприятные условия, когда шло интенсивное накопление реакционно способного органического вещества, совпадают с эпохой максимального прогибания в Нижнем мелу и с периодом затухания геосинклинального режима в олигоцене. Известный интерес представляют собой скопления битумов, которые выполняют трещины и образуют цемент в песчаниках. Можно допустить, что в период тектоно-магматической активизации такого рода образования могли генерироваться из битуминозных сланцев под влиянием высокой температуры и поступать по разломам и трещинам в верхние структурные этажи. С этими образованиями связаны повышенные концентрации урана.

В заключение следует отметить, что геохимическая специализация отдельных эпох флишенакпления определялась прежде всего составом источников сноса.

Нижнемеловой этап развития охватывает период, с которым связано поступление большого количества материала за счет основного вулканизма. В верхнем мелу, в связи с углублением эрозионного вреза, в бассейн попадает очень разнообразный материал. Увеличивается роль пород среднего и кислого составов, метаморфических образований. В этот период большинство элементов образует устойчивые максимумы содержаний. В палеогене появляются цинк, олово, молибден, серебро, кроме того, в палеоцен-эоцене отмечаются элементы, характерные для ультраосновных пород; в олигоцене в областях питающих провинций увеличивается доля осадочных пород.

Исследования распределения и концентрации ряда акцессорных элементов во флишевой формации позволяют наметить основные этапы геохимической эволюции и выделить зоны, специализированные на те или иные элементы. Геохимические аномалии, хотя и не представляют практического интереса, но могут служить хорошими поисковыми признаками россыпных и сорбционно-хемогенных месторождений.

## ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ КАРПАТ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

Цель петрографического и геохимического изучения флишевых отложений – выявление наиболее общих тенденций эволюции вещественного состава различных групп пород геосинклинального типа от начальной до заключительной стадии развития этой части карпатской геосинклинали. Эволюция вещественного состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород дает возможность установить определенные факторы, которые ее контролируют, и оценить их значение применительно к каждой петрографической группе пород.

Роль различных петрографических групп пород в познании состава областей питания, а также их локализации, связанной с факторами палеотектоники, неодинакова. Кроме того, характер конечного продукта определяется как исходным составом, так и постседиментационной геологической историей этих отложений.

Обломочные породы наиболее информативные для познания источников терригенного материала, истории их эрозии, степени их влияния на различных этапах развития геосинклинали и характера магматической деятельности. Среди всех терригенных компонентов обломки пород больше, чем другие типы зерен, содержат информации об областях размыва. Изменение состава обломочных пород во времени хорошо согласуется с изменчивостью состава материнских пород, связанной с углублением эрозионного среза и с появлением новых источников питания. Такие породы, как алевролиты, в значительной степени также отражают характер гидродинамического режима во время осадкообразования.

Меньше сведений о характере питающих провинций содержат глинистые породы, поскольку формирование слагающей их ассоциации глинистых минералов обязано в значительной мере постседиментационным процессам.

При изучении кремнистых пород получена информация об источниках кремнезема, проявлениях вулканической деятельности, периодах кремнеземакопления. Что же касается карбонатных пород, то они отражают нередко постседиментационную геологическую историю. Кроме того, этапы вторичного карбонатообразования связаны в некоторых местах с проявлениями тектонической активности (подъем, погружение осадков, образование ослабленных зон и др.).

Главной составляющей терригенного флиша Карпат являются обломочные породы. Конгломераты развиты практически по всему разрезу, за исключением олигоцена, но преобладают лишь в отложениях мела и палеогена зоны Мармарошского массива и зон Утесов. В раннемеловое время питание грубообломочным материалом бассейна осуществлялось главным образом за счет пород Мармарошского массива, т.е. внешнего источника, поставляющего так называемую аллохтонную кластику. Конгломераты раховской свиты сложены в значительной мере обломками метаморфических пород. Большой процент составляют обломки осадочных пород триаса и юры, содержание которых увеличивается к северо-западу. При более глубоком расчленении питающей суши шло образование прослоев и линз конгломератов белотисенской свиты. Среди обломков метаморфических пород преобладают различные гнейсы. Обломки магматических пород представлены разнообразными гранитоидами. В отложениях шипотской свиты грубообломочные породы распространены очень ограниченно. Это редкие и маломощные прослои гравелитов среди песчаников. Характерная черта их — высокая степень окатанности слагающих их терригенных компонентов. Главной составной частью пород являются такие устойчивые по отношению к выветриванию и транспортировке образования, как обломки жильного кварца, кварцитов, яшм, кремнезема известняков. В меньшем количестве отмечены обломки гнейсов и пегматоидных гранитов. Характер и состав полевых шпатов и обломков гранитоидов свидетельствуют об участии какого-то нового источника питания, находящегося к тому же на значительном удалении. Крупной эпохой конгломератообразования был альб-сеноман и связанное с ней образование мощной толщи конгломератов соймкульской свиты. Поставщиком обломочного материала для этих пород служила та же тектоническая суша — Мармарошская кордильера. В позднем мелу (турон-дат) грубообломочные породы отлагались в пределах Черногорской зоны. В грубообломочных породах черногорской свиты резко преобладает сиалическая кластика. Это угловатые обломки плагиогранитов и

пегматоидных гранитов, часть которых изменена процессами гипергенеза. К северо-западу сиалическая кластита в этих отложениях сменяется зеленокаменной, представленной разнообразными вулканическими и субвулканическими образованиями. Характер обломочного материала свидетельствует об изменении источника питания, которым служила, вероятно, кордильера Кумане. В пределах Дуклянской зоны с позднемеловым временем связано образование маломощных прослоев конгломератов бачавской свиты. Характер обломков свидетельствует о близком расположении источника питания. По всей вероятности, это была Срединная кордильера. Эта же кордильера служила источником сноса для конгломератов лютской свиты в палеоценовое время. Следующей крупной эпохой конгломератообразования является эоцен. В этот период резко усиливается принос материала с Мармарошской кордильеры, и в результате этого происходит формирование толщ конгломератов в пределах Мармарошской и зон Утесов. Другой источник сноса представлял материал для образования конгломератов вульховчикской свиты (Северо-Пенинская кордильера). Конгломераты сложены примерно равным соотношением сиалической кластита (с ничтожной примесью зеленокаменной) и обломков осадочных пород триаса и юры. Обломки пород того же петрографического состава, но несколько в ином соотношении слагают прослой конгломератов злинской свиты в зоне Магуры. В эоценовое время в пределах Дуклянской зоны образование грубообломочных пород ужокских и ставнянских слоев происходило за счет разрушения внутривассейновых поднятий. По составу обломков в ужокских и ставнянских конгломератах можно судить о том, что в формировании тех и других принимали участие два источника питания.

Главная роль в составе терригенного карпатского флиша принадлежит песчаникам, которые составляют в большинстве случаев основную часть флишевых ритмов. Однако роль их в разрезе мела и палеогена неодинакова, что обусловлено палеогеографическими причинами. Отмечается три периода, в течение которых в некоторых структурно-фациальных зонах существовали наиболее благоприятные условия для формирования мощных песчаных толщ: альб-сенман, коньяк-маастрихт и средний эоцен. Данные изучения состава песчаников флишевой формации показали, что они относятся, за редким исключением, к группе кварцевых и граувакковых псаммитов. В отложениях нижнего мела развиты самые разнообразные типы песчаников — от собственно граувакк до мономиктовых кварцевых песчаников. Верхнемеловые песчаники являются в целом более "зрелыми", чем нижнемеловые, и отвечают

кремнекластито-кварцевым и мезомиктовым кварцевым разностям. Лишь в самых верхних горизонтах верхнего мела в породах увеличивается содержание полевых шпатов и обломков пород (появляются кварцевые и полевошпато-кварцевые граувакки). Таким же составом характеризуются песчаники палеоцена. В песчаниках эоцена резко увеличивается содержание полевых шпатов и обломков пород. Основная масса олигоценовых песчаников относится к группе кремнекластито-кварцевых песчаников. Наиболее высокое содержание кварца отмечено в породах из кросненских и маловыженских слоев.

Минералогические поля, образуемые совокупностью фигуративных точек состава песчаников на треугольной диаграмме (рис. 14-17), являются тем исходным элементом, который содержит информацию об условиях формирования изученных пород. Так, ориентировка частных полей песчаников параллельно одной из боковых сторон треугольника (примером могут служить породы раховской свиты), по мнению некоторых исследователей, связана с быстрым созреванием обломочной ассоциации. Увеличение содержания кварца и сокращение менее устойчивых компонентов происходят в результате постседиментационных преобразований, в частности за счет процессов внутрислойного растворения. Поля смешанных парагенезисов секут классификационные границы почти под прямым углом, вытягиваясь иногда поперек всего треугольника. Смешанные ассоциации возникали за счет разрушения сложного комплекса пород.

Анализируя состав и характер главнейших терригенных компонентов изученных обломочных пород флишевой формации, можно прийти к выводу о том, что главным фактором, определяющим изменение вещественного состава грубообломочных пород, была тектоника. Петрографическая гетерогенность питающих провинций, как внешней, так и внутренних, не дает возможности выявить характер изменения состава приносимого терригенного материала во времени. В данном случае лишь тектоническое поднятие определяло глубину эрозии, контролируя, таким образом, объем и состав обломочного материала. На ранних этапах развития геосинклинали источником терригенного материала служила тектоническая суша (внешний источник). Начиная с позднего мела все большее значение приобретают внутрибассейновые поднятия - кордильеры. В это же время в грубообломочных породах часто резко увеличивается содержание сиалической кластики. В завершающие этапы развития геосинклинали среди обломков осадочных пород во флишевых отложениях увеличивается количество обломков песчано-алевроитовых и глинистых пород.

Рост количества кварца в песчаниках, т.е. повышение степени так называемой "зрелости" песчаников, связано с несколькими причинами. В раннемеловых песчаниках "зрелость" возрастает вследствие сокращения доли обломков неустойчивых пород и минералов в результате внутрислойного растворения в процессе прогрессивного эпигенеза. Существенно кварцевые песчаники типа соймкульских, метовских и др. образовались в результате разрушения пород питающей провинции, представленных в основном кварцитами. "Зрелость" песчаников олигоцена связана с тем, что в область размыва в это время поступали большие порции осадочных пород. Как показал Н.М.Страхов [80], в процессе переотложения осадочного терригенного материала усиливается его "минералогическая зрелость". Кроме того, сокращение количества неустойчивых компонентов в этих песчаниках связано с процессами карбонатного замещения в стадию регрессивного эпигенеза. Процессы внутрислойного растворения в песчаниках олигоцена проявились в незначительной степени, о чем свидетельствует наличие свежих зерен гиперстена, роговой обманки, эпидота и др.

Среди рассмотренных групп пород алевролиты в наибольшей степени отражают характер гидродинамического режима осадкообразования, сопутствовавшего их накоплению на различных этапах развития геосинклинали. В нижнем мелу формирование алевролитов происходило в условиях широкого бассейна, причем в образовании осадков преобладающую роль играли постоянные донные течения и довольно слабые продольные мутьевые потоки. Алевролиты характеризуются широким развитием косоволнистых текстур, появление которых связано с обогащением отдельных прослоев в породах органическим веществом и слюдястыми минералами. Характерной чертой алевролитов эоцена является почти повсеместное развитие в породах тонкой горизонтальной слоистости, обусловленной сегрегацией аксессуарных минералов. В это время в условиях узких трогов, ограниченных внутрибассейновыми поднятиями, отложение алевролитов было связано с деятельностью поперечных течений, поставлявших материал от близрасположенного источника сноса. Благодаря значительным послонным концентрациям тяжелых минералов породы напоминают прибрежно-морские отложения, а в отдельных участках (например, отложения соляных, ставянянских, ужокских и других слоев) имеют облик природного шлиха. Поперечные течения имели, видимо, приливно-отливный характер. Таким образом, сколько-нибудь значительные концентрации аксессуарных минералов в алевролитах образуются в условиях расчлененного

бассейна на средних этапах развития геосинклинали. Судя по составу и текстурно-структурным особенностям алевролитов олигоценового возраста, в это время, на заключительных этапах развития геосинклинали, опять наблюдается увеличение роли постоянных донных течений и продольных мутьевых потоков.

Глинистые отложения в целом содержат меньше информации об источниках обломочного материала, поскольку глинистые минералы в конечном итоге являются в большей мере диагенетическими и эпигенетическими продуктами. Колебания в количественных соотношениях глинистых минералов, которые устанавливаются данными рентгено-структурных и химических анализов, находятся в прямой зависимости от состава обломочного материала сопутствующих обломочных пород. Высокое содержание феррических минералов в отложениях нижнего мела приводит к обогащению интерстиционных растворов магнием и железом, что способствует образованию хлорита. Разрушение полевых шпатов гранитоидов, обломки которых концентрируются в породах верхнего мела и палеогена, приводит к образованию гидрослуд. В породах этого возраста появление монтмориллонита связано, очевидно, с преобразованием пирокластиков.

Наряду с большим влиянием постседиментационных процессов в формировании глинистой составляющей пород, развитие определенных ассоциаций глинистых минералов во времени было связано с первичным составом терригенной мути. Благодаря физическим особенностям глинистые минералы характеризуются свойством сорбировать некоторые элементы, типичные для той или иной группы пород областей питания. Тонкодисперсное органическое вещество, которое находится обычно в породах, еще больше увеличивает способность глинистых минералов к ионному обмену.

Периоды кремненакопления в пределах изученного региона совпадают с начальным и завершающим этапами флишевого развития карпатской геосинклинали. Кремнезем изученных кремнистых пород генетически является органоменно-хемогенным, что подтверждается данными изотопного анализа кислорода, а также наличием радиолярий, представленных достаточно широко во флишевых отложениях Карпат [136, 137]. Формирование кремнисто-родохрозитовых пород происходило при участии хемогенного кремнезема, особенно вблизи высачивания гидротерм.

В нижнем меле, в начальную стадию развития карпатской геосинклинали, в условиях широкого бассейна большую роль играл гидроди-

намический фактор. Течения разносили кремнезем из районов с повышенным его содержанием на значительные расстояния. В средний этап развития геосинклинального процесса, когда происходило сильное расчленение бассейна в связи с широким развитием кордильер, разнос кремнезема на значительные расстояния в условиях сравнительно узких трогов был затруднен. В таких узких прогибах даже незначительные вулканические проявления могли вызвать кремненакопление. В частности, в пределах Магурской зоны процессы кремненакопления можно связывать с вулканизмом и пепловой седиментацией с последующим разложением тонкой пирокластики в морской воде, что ведет к обогащению ее кремнеземом. В эту же стадию геосинклинального развития региона среди обширных полей терригенной седиментации возникли отдельные вулканические очаги, с которыми были связаны гидротермы, поставлявшие в морскую воду углекислоту, кремнезем и марганец. Это явление выноса железа, марганца и кремнезема глубинными термальными водами наблюдалось исследователями и в других тектонических структурах [138-140]. Многие геологи, изучающие Карпатский регион, зафиксировали в эоцене активную вулканическую деятельность. Проявления ее (наличие туфов и туффитов) в верхнем эоцене отмечены Л.Г.Данилович [141], Е.И.Вульчиным, Я.О.Кульчицким [39], Л.Кошарским и Т.Визером [142], Т.Визером и И.Житко [143], Б.Лешко и др. [144]. С верхним эоценом Б.В.Мерлич и С.М.Спитковская [145] связывают подводные излияния спилитов, прослеживающиеся в виде полосы, протяженностью до 30 км от правобережья р. Рики на северо-западе и до р. Луканки на юго-востоке. С гидротермальной стадией этой фазы вулканизма связано, вероятно, образование марганцовистых корок на спилитах, а также гнезд марганцовистых пород, заполняющих промежутки между спилитовыми шарами, с содержанием более 62%  $MnO + MnO_2$ . Все эти данные свидетельствуют о существовании в Карпатах эоценовой фазы вулканизма, характеризующейся подводными излияниями с последующим выделением рудных гидротермальных растворов.

В завершающие этапы флишевого развития геосинклинали кремненакопление снова, видимо, было в значительной мере подчинено динамическому фактору. По данным В.В.Даныша [25] для советской части Дуклянской зоны и Т.Дюрковича [146] для словацкой части этой зоны, основное направление палеотечений в олигоцене было с северо-запада на юго-восток. Можно предположить, что эти течения поставляли кремнезем из районов с его повышенной концентрацией, расположенных где-то в западной части Тетиса.

Формирование минерального состава карбонатных пород происходило в различные стадии литогенеза. Преимущественно седиментационным минералом, составляющим основную массу известняков и мергелей, является кальцит. В диагенезе, и, вероятно, на ранних стадиях эпигенеза, когда в сферу аутигенного карбонатообразования поступали катионы железа и магния, происходило образование конкреций. Причем конкреции из меловых толщ сложены в основном карбонатом железа; конкреции в породах палеогена характеризуются более высоким содержанием карбоната магния. Концентрация железа и магния в конкрециях определяется их концентрацией в исходном осадке.

Эпигенетическая перекристаллизация известняков сопровождалась нередко усвоением дополнительного количества карбоната магния, т.е. происходила доломитизация седиментогенного кальцита. Это явление характерно для пород палеогена.

Существенно кальцитовым составом характеризуются вторичные песчаные и алевроитовые известняки, образовавшиеся в результате карбонатного метасоматоза. Процесс такой региональной кальцитизации пород отвечает стадии регрессивного эпигенеза. Причем генерация новых порций карбоната кальция сопровождается активной коррозией и замещением других минералов. Замещение кальцитом силикатов, кварца и других образований свидетельствует о снижении давления, например, в связи с подъемом территории или образованием ослабленных зон, характеризующихся системами послойных и секущих трещин. Источниками вещества, определяющими прирост карбонатов в породах, могут служить хемогенные седиментационные карбонаты и органический материал. Баланс катионов кальция пополняется за счет разрушения наименее стойких обломочных силикатных минералов. Процессы карбонатного метасоматоза особенно интенсивно проявились в отложениях нижнего мела и олигоцена. Развитые в этих отложениях криптокристаллические известняки, а также в значительном количестве органический материал могли служить резервом компонентов, участвующих во вторичном карбонатообразовании.

Кальцит — наиболее чувствительный индикатор изменения термодинамической обстановки. Различные генерации кальцита в виде жил, гнезд, вторичного пойкилитового цемента и т.д. отражают фазы тектонической активности. Наряду с тем, что процесс карбонатообразования в значительной мере отражает постседиментационную геологическую историю, изучение стадийности этого процесса помогает выявить и охарактеризовать различные проявления тектонической актив-

ности в пределах исследованного региона. Генетическое разнообразие карбонатных пород подтверждается результатами изотопного анализа кислорода и углерода (см. табл. 8 и 14).

Таким образом, каждая петрографическая группа пород содержит определенную информацию о характере породообразующих процессов на различных этапах развития геосинклинали. Каждый этап развития карпатской геосинклинали характеризуется определенными условиями в областях питания (состав, расположение по отношению к флишевому бассейну и др.), особенностями гидродинамического режима в период осадкообразования, проявлениями вулканической деятельности.

Состав пород и минеральных ассоциаций определяется совокупным влиянием тектонических, палеогеографических и эпигенетических факторов. В целом эпигенетические процессы в толще преимущественно терригенного флиша не изменили существенно первоначальный облик минеральных ассоциаций, поскольку направленность их определяется первичным составом ассоциации. Однако эти процессы играли большую роль при вторичном карбонатообразовании, формировании глинистых минералов, их влияние сказалось на исчезновении неустойчивых компонентов (процесс внутрислойного растворения).

Стадийность геосинклинального развития отражается в геохимической специализации отдельных этапов флишенаккопления. Нижнемеловой этап развития охватывает период, когда происходило растяжение консолидированной континентальной коры и образование вертикальных разломов, с чем связано поступление большого количества материала за счет основного вулканизма. Нижнемеловые породы содержат наиболее высокое количество таких элементов, как никель, кобальт, ванадий. Здесь также отмечается рост величин отношений пар элементов  $\frac{Ti}{Zr}, \frac{V}{Zr}, \frac{Ni}{Co}, \frac{V}{Ni}, \frac{Mn}{V}, \frac{V}{Cu}$ , характеризующих долю участия основных пород. В верхнем мелу в связи с углублением эрозионного среза в бассейн попадает очень разнообразный материал, увеличивается роль пород среднего и кислого составов. В этот период большинство элементов образует устойчивые максимумы содержаний. Об активном участии в осадконакоплении пород кислого и среднего составов свидетельствует преобладание высоких значений величин отношений пар элементов  $\frac{Ti}{Cu}, \frac{Cu}{Ni}, \frac{V}{Cr}, \frac{Zr}{Ni}, \frac{Zr}{Cr}$ . Верхний мел-эоцен — это период времени, характеризующийся активным развитием кордильер. Разломы, по которым происходили вертикальные движения кордильер, могли также служить путями проникновения растворов, богатых различными элементами.

Это создавало в областях развития глубоко проникающих разломов предпосылки для образования зон геохимических аномалий таких элементов, как свинец, цинк, олово, вольфрам, медь и др. В палеоцен-эоцене появляются элементы, характерные для ультраосновных пород (увеличиваются содержание хрома, величина отношения  $\frac{Cr}{Ni}$ ), которые, по мнению польских геологов, входили в состав офиолитового меланжа верхнемелового возраста. В породах палеогена повсеместно распространен молибден — элемент, связанный главным образом с кислыми породами. В это время денудацией были шире вскрыты массивы гранитоидов, а кроме того, наблюдались проявления кислого магматизма и связанные с ним постмагматические процессы.

Обогащение пород определенной группой элементов могло быть связано также с проявлением тектоно-магматической активизации в период постконсолидационного неогенового развития региона, когда при благоприятной структурной обстановке происходил вынос рудных элементов из пород фундамента.

Данные изучения вещественного состава пород флишевой формации и его эволюции на различных этапах развития геосинклинали являются основой критериев поисков полезных ископаемых, характерных для отложений этой геотектонической единицы. Критерии поисков и прогнозирования полезных ископаемых в изученной мел-палеогеновой флишевой толще определяются характером и типом седиментации, а также особенностями диагенеза и эпигенеза. Использование геохимических данных помогает выявить геохимическую специализацию флишевых комплексов и устойчивую ассоциацию рудообразующих элементов, признаки эпигенетического перераспределения элементов и возможную связь такого перераспределения с формированием рудных концентраций.

Определенный интерес с точки зрения теоретической и практической привлекают темноцветные битуминозные аргиллиты, образующие два региональных горизонта. Первый — меловой, залегающий в основании флишевого комплекса, второй — олигоценный, образование которого происходило в условиях частичной инверсии геосинклинальной зоны.

Сравнение битуминозных пород с сопутствующими образованиями, почти не содержащими органического материала, показало, что примесью ископаемого органического вещества обусловлено обогащение пород такими элементами, как ванадий, цинк, свинец, молибден, серебро, концентрации которых иногда в 5-10 раз превышают их кларковые содержания. В данном случае можно говорить о геохи-

мическом типе рудопроявлений, где оруденение отмечено в безминеральной форме – металлоорганические соединения, сорбированные металлы и др.

Наиболее четко проявляется связь урана с органическим веществом, а также пиритом. Фоновая ураноносность битуминозных аргиллитов в целом невелика, однако повсеместно (особенно в породах олигоцена, дусинская свита) превышает средний кларковый уровень. Содержание урана в битуминозных аргиллитах олигоцена составляет  $3,6-10 \cdot 10^{-4}\%$ . Повышение содержания урана до наблюдается в породах из зон тектонических нарушений.

Каждому виду полезного ископаемого присущи так называемые рудоконтролирующие факторы – стратиграфический, тектонический, литофациальный, минералогический и др. В данном случае концентрация редких металлов, в том числе и урана, происходила в условиях тонкой и длительной осадочной дифференциации вещества в участках бассейна, где приток кластического материала был минимальным. Тесная ассоциация урана, молибдена, ванадия и других элементов с пиритом позволяет считать, что одной из главных причин выпадения их из растворов является наличие восстановительной среды.

Исследованиями установлено, что большую роль в обогащении пород ураном играли вторичные процессы. О возможности диагенетического перераспределения урана свидетельствуют данные, подтверждающие высокие содержания некоторых редких металлов в иловых растворах, превышающие содержания элементов в морских водах [147]. Наиболее высокие содержания элементов связаны с породами, где структурные условия были наиболее благоприятны для подтока и циркуляции гидрокарбонатно-кальциевых вод, осуществлявших дополнительный привнос некоторых редких металлов (наложенный гипогенный эпигенез).

Характерной чертой такого рода геохимических рудопроявлений является их приуроченность к углеродисто-глинистым либо углеродисто-глинисто-кремнистым образованиям начального и заключительного этапов развития карпатской геосинклинали. Кроме фациально-литобогического, рудоконтролирующим фактором является также наличие тектонически ослабленных участков и зон трещиноватости.

В разрезах олигоцена южного склона Карпат широко развиты глинистые породы, богатые органическим веществом и содержащие повышенные количества ванадия и других редких металлов. Аномальные содержания ванадия обязаны своим происхождением адсорбционной способно

сти глин и органического материала. С точки зрения ванадиеносности, эти отложения могут представлять собой определенный интерес. В 1955 г. И.Г.Магакьян [148] высказал предположение, что "осадочные месторождения ванадия, в особенности формация ванадиеносных сланцев, станут в ближайшее время главным источником ванадия". Оценка степени перспективности этих отложений требует проведения детальных геохимических исследований с целью выяснения геологических основ геохимической специализации выделенных участков с аномальными концентрациями ванадия и других элементов.

На средних этапах развития геосинклинали в условиях узких трогов, ограниченных внутрибассейновыми поднятиями, поперечные течения приливо-отливного характера при благоприятной палеогеографической обстановке способствовали концентрации аксессуарных минералов, главным образом титановых, в песчано-алевритовых породах. В пределах изученного региона в отдельных участках развития отложений соляных, реже - ставнянских слоев породы имеют облик природного шлиха. Практический интерес могут представлять скопления рутила, лейкоксена, ильменита. Наряду с титановыми минералами в заметном количестве отмечен циркон, спорадически - ксенотим. Перспективным районом для поисков погребенных россыпей прибрежно-морского типа является полоса распространения верхнеэоценового тонкоритмичного флиша (соляные слои), отлагавшегося вдоль южного склона Срединной кордильеры.

В верхнем эоцене (средний этап геосинклинали развития) возникали отдельные вулканические очаги, с которыми были связаны гидротермы, поставившие в морскую воду углекислоту, кремнезем и марганец. По всей вероятности, изученные кремнисто-родохрозитовые, а также марганцовистые породы, связанные со спилитами, являются продуктами рудных марганецсодержащих гидротермальных растворов, связанных с эоценовой фазой вулканизма. Марганецносные породы известны в верхнеэоценовых отложениях северного склона Карпат. Особенно крупные площадные рудопроявления марганца зафиксированы в Покутских Карпатах (быстрицкая свита) [22]. По составу они приближаются к карбонатным марганцевым и железо-марганцевым рудам и по содержанию полезных компонентов соответствуют промышленным требованиям. Решение вопроса о практической ценности рудопроявлений марганца требует, наряду с проведением специальных геологических изысканий, детального исследования вещественного состава марганцовистых образований, как седиментогенных и диагенетических, так и гидротермальных.

В эпоху инверсии геосинклинальной области во флишевой толще широко проявился процесс карбонатного метасоматоза. Процесс такой региональной кальцитизации отвечает стадии регрессивного эпигенеза и особенно широко проявился в породах олигоцена Дуклянской зоны (кросненские слои). Одним из источников вещества, определяющим прирост карбонатов в обломочных породах, который превращает их во вторичные песчаные и алевроитовые известняки, является органический материал. Данные изотопного анализа углерода вторичного кальцита свидетельствуют о его генетической связи с углеродом органики. Следовательно, вторичные известняки, пространственно и генетически связанные с залежами углеводородов, могут рассматриваться как прямые поисковые признаки нефти.

Во флишевых толщах иногда наблюдается ртутно-мышьяковая минерализация, а также обнаружены находки галенита, сфалерита и других минералов. Ртутная минерализация отмечена в районах разломных структур и связана, вероятно, с проявлением тектоно-магматической активизации в период постконсолидационного неогенового развития региона. Минералогическим поисковым критерием возможных рудопроявлений ртути является давсонит, найденный во флише в зоне поперечных разломов и надвига в восточной части Дуклянской зоны [149]. Этот участок попадает в зону распространения гидротермальных растворов и проявления мышьяково-сурьмяного и ртутного оруденения, обусловленных молодой магматической деятельностью.

Следует отметить, что в зонах тектоно-магматической активизации создаются условия для образования осадочных полезных ископаемых. Изучение этих зон, помимо научного, может иметь и большое практическое значение.

Данные изучения эволюции вещественного состава пород карпатской геосинклинальной области могут быть полезны при разработке конкретной модели строения и развития геосинклинали этого типа как одной из задач геосинклинальной теории, лежащей в основе представлений об эволюции земной коры и закономерностях размещения полезных ископаемых.

### Список литературы

1. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. - М. : Изд-во АН СССР, 1961. - 351 с. - (Тр./Геол. ин-т АН СССР; Вып. 37).
2. Хворова И.В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. - М. : Наука, 1968, т. 1, с. 9-136.
3. Гроссгейм В.А. Некоторые черты петрографии и палеогеографии осадков геосинклинальных формаций (на примере Кавказской складчатой области). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 7, с. 60-73.
4. Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. - М. : Гостехиздат, 1961. - 374 с. - (Тр. Всесоюз. н.-и. геологоразвед. ин-та; Вып. 180).
5. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. О типах терригенного флиша таврической формации Крыма. - Докл. АН СССР, 1958, 121, с. 531-534.
6. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. - Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1961. - 400 с.
7. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. К вопросу о генезисе флишевых отложений таврической формации Крыма. - Докл. АН СССР, 1962, 145, № 4, с. 910-913.
8. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Космачев В.Г. Об органическом углероде в таврической флишевой формации Крыма. - Докл. АН СССР, 1963, 150, № 5, с. 627-630.
9. Логвиненко Н.В., Космачев В.Г. Об особенностях распределения химических элементов во флишевой таврической формации Крыма. - Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 118-120.
10. Логвиненко Н.В., Космачев В.Г. Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М. : Наука, 1968, с. 284-294.
11. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. - Владивосток : Изд-во АН СССР, 1970. - 114 с.
12. Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Забайкальском синклинории на южном Урале и сходные с ней образования. - М. : Изд-во АН СССР, 1949. - 127 с. - (Тр./Геол. ин-т АН СССР; Вып. 104; № 34).
13. Габинет М.П. Минералогический состав и условия формирования битуминозных глинистых пород дусинской толщи Советских Карпат. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1964, № 13, вып. 3, с. 320-331.

14. Габинет М.П. Литолого-геохимические особенности и условия образования отложений меловой системы Пенинской зоны Советских Карпат. - Вестн. Льв. ун-та, 1966, вып. 4, с. 3-18.
15. Габинет М.П., Дидык Д.Г. К геохимии нижнеэоценового флиша Украинских Карпат. - В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1971, вып. 1, с. 217-236.
16. Габинет М.П. Литолого-геохимическая характеристика нижнемелового флиша Советских Карпат. - В кн.: Вопросы литологии и петрографии. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1973, кн. 2, с. 41-65.
17. Габинет М.П. Литолого-геохимическая характеристика верхнемелового флиша южного склона Советских Карпат. - В кн.: Вопросы минералогии и петрографии. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1973, кн. 2, с. 3-27.
18. Габинет М.П. К литологии палеоэоценового флиша Карпат. - Геология и геохимия горячих ископаемых, 1974, № 38, с. 65-73.
19. Ткаченко О.Ф. Некоторые данные о марганцевых рудах эоцена Восточных Карпат. - Тр. / Укр. н.-и. геологоразвед. ин-т, 1959, вып. 1, с. 108-112.
20. Бобровник М.Д. Минералогия и петрография мелового и палеогенового флиша южного склона Украинских Восточных Карпат : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Львов, 1970. - 21 с.
21. Вульчин Е.И., Кульчицкий Я.О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. - Тр. / Укр. н.-и. геологоразвед. ин-т, 1959, вып. 1, с. 97-107.
22. Бобровник Д.П., Петруняк М.Д., Хмелевский В.А. О рудопроявлениях марганца в верхнеэоценовых отложениях Покутских Карпат. - В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1971, вып. 1, с. 56-66.
23. Sułkowski Z. Serie szurowskie na Huculszczyźnie. - Pr. Państ. inst. geol., 1938, 3, r. 2, s. 17-28.
24. Славин В.И., Маслакова Н.И., Бызова С.Л. Меловые отложения советской части Восточных Карпат. - В кн.: Материалы УІ съезда Карпато-Балкан. геол. ассоциации. Киев : Наук. думка, 1965, с. 176-193.
25. Даниш В.В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат. - К. : Наук. думка, 1973. - 116 с.
26. Кульчицкий Я.О., Максимов О.В. Стратиграфия крестяних відкладів хребта Чорногорі в Українських Карпатах. - Доп. АН УРСР, 1961, № 8, с. 1066-1068.
27. Смирнов С.Е. До стратиграфії палеогеону зони Мармароських скель (Закарпаття). - Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1969, № 12, с. 1081-1085.
28. Дабегян Н.В., Круглов С.С., Смирнов С.Е. Литология и стратиграфия мелового и палеогенового чехла зоны Закарпатских утесов. - Тр. / Укр. н.-и. геологоразвед. ин-т, 1965, вып. 14, с. 78-86.
29. Вялов О.С. Тектоника Карпат. - В кн.: Рефераты научно-исследовательских работ Ин-та геологии и геохимии горячих ископаемых АН УССР. Киев : Наук. думка, 1973, с. 3-15.
30. Вялов О.С., Андрусов Д.Н. О необходимости разделения палеогенной флишевой зоны на две главные зоны - карпийскую и обронскую. - В кн.: Материалы УІ съезда Карпато-Балкан. геол. ассоциации. Киев : Наук. думка, 1965, с. 113-119.
31. Чернов В.Г. Меловые отложения Мармарошской зоны Восточных Карпат : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - М., 1965. - 22 с.

32. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилдской впадины и Западного Верхоянья. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 204 с. - (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 63).
33. Шутов В.Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. - Литология и полез. ископаемые, 1965, № 1, с. 95-112.
34. Шутов В.Д. Классификация песчаников. - Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 86-103.
35. Krupine P.D. The megascopic and field classification of sedimentary rocks. - J. Geol., 1948, 56, N 2, p. 130-165.
36. Pettijohn F.J. Classification of sandstones. - J. Geol., 1954, 62, N 4, p. 360-365.
37. Dapples E.C., Krumbein W.C., Sloss L.L. Tectonic control of lithologic associations. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1948, 32, N 8, p. 1924-1947.
38. Ломизе М.Г. О вулканизме в геосинклинали флишевых Карпат. - Докл. АН СССР, 1966, 170, № 1, с. 160-164.
39. Вульчин Е.И., Кульчицкий Я.О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. - Тр. / Укр. н.-и. геологоразвед. ин-т, 1959, вып. 1, с. 97-107.
40. Ткачук Л.Г., Лозыняк П.Ю., Рейфман Л.М. и др. Пирокластические породы Карпатского региона. - В кн.: Пирокластические породы Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 4-68.
41. Миловский А.В., Донцова Е.И. Изотопные критерии генезиса природных образований  $SiO_2$ . - Геохимия, 1968, № 8, с. 914-921.
42. Шатский Н.С. О марганцесосных формациях и о металлогении марганца. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3-37.
43. Хворова И.В. Геосинклинальные кремнистые породы и вопросы их происхождения. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород: Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Пробл. 8. М.: Наука, 1968, с. 48-53.
44. Фролов В.Т. О происхождении палеозойских кремнистых пород геосинклинали Южного Урала. - В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968, с. 55-60.
45. Челидзе Д.Г. О связи кремненакопления с основным вулканизмом. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 22-23.
46. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 117 с.
47. Теодорович Г.И. О структурной классификации известняков. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 72-84.
48. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные горные породы. - М.: Недра, 1969. - 707 с.
49. Folk R.L. Practical petrographic classification of limestone. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1959, 43, N 1, p. 1-38.
50. Chilingar G.V. Notes on classification of carbonate rocks on basis of chemical composition. - J. Sediment. Petrol., 1960, N 30, p. 157-158.
51. Leighon M.W., Pendexter C. Carbonate rock types, classification of carbonate rocks. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1962, N 1, p. 33-62.
52. Афанасьева I.M. Петрографія і вторинні зміни осадочних порід Мармарошської зони та зони Скель Внутрішніх Карпат. - К.: Наук. думка, 1971. - 171 с.
53. Skorska A. Przyczynek do stratygrafii i sedimentologii merwi cy kerniowieckiej. - Kwart. geol., 1959, 3, N 2, s. 267-275.

54. Габинет М.П. О диагенетических карбонатных конкрециях в меловом флише Советских Карпат. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев : Наук. думка, 1973, с. 66-68.
55. Габинет М.П. Диагенетические карбонатные конкреции и закономерности их размещения во флишевых толщах Советских Карпат. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1973, с. 112-114.
56. Афанасьева И.М., Ткачук Л.Г. О карбонатных конкрециях во флишевых отложениях Украинских Карпат. - В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1973, с. 110-112.
57. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В. Конкреционные образования таврического флиша Крыма. - Докл. АН СССР, 1959, 127, № 6, с. 1276-1279.
58. Фролов В.Т. Фашиальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. - Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6, с. 1094-1097.
59. Зарицкий П.В. Особенности диагенетического перераспределения вещества в песчаных породах угленосных отложений Донбасса. - Литология и полез. ископаемые, 1964, № 2, с. 131-134.
60. Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. - Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1970. - 103 с.
61. Логвиненко Н.В. Состав и генезис карбонатов железа и марганца в осадочных образованиях. - Литология и полез. ископаемые, 1972, № 3, с. 86-96.
62. Тимофеева З.В. Фашиально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. - Литология и полез. ископаемые, 1963, № 1, с. 82-107.
63. Misik M. Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. - J. Sediment. Petrol., 1971, 41, N 2, p. 451-460.
64. Nitecki M.H. A carbonate vein in limestone. - J. Sediment. Petrol., 1960, 30, N 4, p. 524-626.
65. Goldsmith J.R., Graf D.L., Joensuu O.T. The occurrence of magnesian calcites in nature. - Geochim. et cosmochim. acts, 1955, 7, p. 212-230.
66. Матковский О.И. О так называемых мармарошских диамантах. Материалы комиссии минералогия и геохимия КБГА. - Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1961, № 1, с. 149-158.
67. Габинет М.П., Голдинов А.А., Рябоконь А.С. Распространение акцессорных минералов и условия образования палеогеновых отложений Советских Карпат. - В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1967, с. 114-138.
68. Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Космачев В.Г. К вопросу о генезисе карбонатов в терригенных флишевых толщах. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 4, с. 77-87.
69. Folk R.L., Weaver C.W. A study of the texture and composition of chert. - Amer. J. Sci., 1952, 250, N 7, p. 498-510.
70. Петровский А.Д., Шитов В.А. Электронномикроскопические структуры некоторых палеозойских силицитов Южного Урала. - Литология и полез. ископаемые, 1969, № 4, с. 143-145.
71. Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. - М. : Наука, 1972. - 102 с. - (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 246).
72. Сеньковский Ю.М. Силицити крейди південно-західного схилу Східно-Європейської платформи. - К. : Наук. думка, 1973. - 145 с.
73. Бушинский Г.И. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе. - Литология и полез. ископаемые, 1967, № 4, с. 116-119.

74. Мишук Б.М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. - Киев : Наук. думка, 1974. - 86 с.
75. Бродская Н.Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. - В кн.: Геохимия кремнезема. М. : Наука, 1966, с. 394-401.
76. Агулов А.П. О влиянии органического вещества на степень изменчивости глинистых минералов (на примере изучения глинистых пород неогена Причерноморской впадины). - В кн.: Изучение и использование глин. Минск : Наука и Техника, 1971, с. 39-41.
77. Weaver C.E. Potassium, illite and ocean. - *Geochim. et cosmochim. acts*, 1967, 31, p. 2181-2196.
78. 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.
79. Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фазиально-климатических обстановках. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М. : Наука, 1971, с. 35-53 (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 221).
80. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М. : Изд-во АН СССР, 1960. - 212 с.
81. Ларская Е.С. О некоторых особенностях в распределении рассеянного органического вещества в мезокайнозойских отложениях Западного Предкавказья. - Геохимия, 1965, № 12, с. 1469-1478.
82. Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. - Львов : Вища школа. Изд-во при Льв. ун-те, 1976. - 199 с.
83. Алексеев Л.М., Иванова В.П., Красавина Т.М. Возможности термического анализа органического вещества пород при установлении степени их катагенеза и метагенеза (метаморфизма). - В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М. : Наука, 1974, с. 256-267.
84. Стрельковская А.Г., Калиш В.П. Геохимические исследования элементов в мелилитовых сланцах. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев : Наук. думка, 1976, с. 19-20.
85. Разумная Е.Г. Изучение распределения молибдена и ванадия в углисто-кремнистых сланцах методом центрифугирования. - В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М. : Госгеолтехиздат, 1957, с. 49-54.
86. Kreger L., Schopf J.M. Germanium and uranium in coalified wood from upper Devonian black shale. - *Geochim. et cosmochim. acts*, 1955, 7, N 5/6, p. 287-293.
87. Eriksen R.L., Meyers A.T., Horr C.A. Association of uranium and other metals with crude oil asphalt and petroliferous rocks. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1954, 38, N 10, p. 2200-2218.
88. Degens E.T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. - *Geochim. et cosmochim. acts*, 1964, 28, N 1, p. 18-29.
89. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. - М. : Недра, 1968. - 222 с.
90. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Факторы, контролирувавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 184-188.
91. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли. - Геохимия, 1975, № 3, с. 323-342.

92. Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.И. Эволюция химического состава карбонатных пород. - В кн.: Совещ. по осадоч. породам : Докл. М. : Изд-во АН СССР, 1952, вып. 1, с. 3-19.
93. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глини Русской платформы. - Геохимия, 1956, № 2, с. 3-18.
94. Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. - Геохимия, 1956, № 6, с. 3-24.
95. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. - В кн.: Химия земной коры. М. : Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 201-252.
96. Ронов А.Б., Гирин Ю.Н., Казаков Г.А. и др. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. - Геохимия, 1965, № 8, с. 961-976.
97. Middleton G.V. Chemical composition of sandstones. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 71, p. 1011-1026.
98. Польшерт А. Химия земной коры. - В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957, с. 130-157.
99. Грин Дж., Польшерт А. Петрохимические провинции и петрохимические тенденции. - В кн.: Геохимия литогенеза. М. : Изд-во иностр. лит., 1963, с. 339-383.
100. Арустамов А.А., Паршия Г.Б. Щелочное геохимическое несоответствие в терригенных породах как критерий их рудоносности. - В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд. М. : Наука, 1974, с. 136-137.
101. Головенко В.К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966, вып. 1, с. 17-33.
102. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. - Геохимия, 1960, № 2, с. 149-164.
103. Ткачук Л.Г., Афанасьева И.М. Литолого-геохимічні особливості вишківських верств еоцену Дукляньської зони Радянських Карпат. Доп. АН УРСР, Сер. Б, 1977, № 6, с. 504-506.
104. Гаврилов А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Муроджар. - М. : Наука, 1967. - 109 с. - (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 169).
105. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. - М. : Наука, 1976. - 293 с.
106. Страхов Н.М., Штернберг Л.Е., Калинин В.В. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. - М. : Наука, 1968. - 467 с. - (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 185).
107. Кучеренко М.Т. Химико-минералогические особенности карбонатных пород угленосной формации карбона Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, 1973, 213, № 3, с. 696-699.
108. Марус В.И. Углекислые воды флишевой области Украинских Карпат : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1973. - 30 с.
109. Коссовская А.Г. Граувакки печорской угленосной формации. - В кн.: Граувакки. М. : Наука, 1972, с. 105-143. (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 238).
110. Страхов Н.М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6, с. 3-22.
111. Каледа Г.А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1955, т. 2, с. 209-214.

112. Перозин Г.Н. О привносе вещества при эпигенезе. - Тр. Сиб. НИИ геол., геофиз. и минер. сырья, 1970, вып. 106. Вопросы литологии и палеогеографии Сибири, с. 69-73.
113. Фридмен Д.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов. - В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 249-320.
114. Муравьев В.И. Карбонаты терригенных пород - индикаторы стадий постседиментационного преобразования. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1972, с. 145-153. (Тр. / Геол. ин-т АН СССР; Вып. 221).
115. Kahle Ch.F. Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. - J.Sediment. Petrol., 1965, 35, N 2, p.448-453.
116. Толстиков Г.А. К вопросу о происхождении углекислого газа в Западно-Сибирской низменности. - Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геологоразвед. ин-та, 1965, вып. 1, с. 18-29.
117. Афанасьева И.М., Ткачук Л.Г. Вторичные изменения осадочных пород флишевой формации Восточных Украинских Карпат. - В кн.: УП Конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации: Докл. София: Изд-во БАН, 1965, т. 1, ч. 2, с. 305-309.
118. Афанасьева И.М., Ткачук Л.Г. Особенности химического состава карбонатных пород мезозоя Внутренних Карпат. - В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд Украины. Киев: Наук. думка, 1970, № 1, с. 191-200.
119. Afanasjeva I., Zhovinsky E., Tkachuk L. Les particularités des changements secondaires dans les roches sédimentaires des Carpathes URSS et du sud-ouest de la plateforme orientale de l'Europe. - In: IX-me congr.int.sédimentol., Nice, 1975, thème 7, p. 1-5.
120. Афанасьева И.М. Формирование состава карбонатных пород флишевой формации в процессе постседиментационных преобразований. - В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 119-120.
121. Кркова Р.М. Граувакки неогена Северного Сахалина. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 154-185. (Тр. / Геол. ин-т, АН СССР; Вып. 238).
122. Barnes I., O'Neil J. Calcium-magnesium carbonate solid solutions from Holocene conglomerate cements and travertines in the Coast Range of California. - Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 35, N 7, p. 699-718.
123. Тимофеева З.В., Кузнецова Л.Л., Донцова Е.И. Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования. - Геохимия, 1976, № 10, с. 1462-1475.
124. Fritz P., Smith D. The isotopic composition of secondary dolomites. - Geochim. et cosmochim. acta, 1970, 34, N 11, p. 1161-1174.
125. Страхов Н.М., Волков И.И., Лисицына Н.А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский про-филь). - Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 3-29.
126. Дегенгардт Х. О геохимическом распределения циркония в литосфере. - В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 38-46.
127. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с. 3-21.
128. Пилипчук М.Ф. Некоторые вопросы геохимии молибдена в Средиземном море. - Литология и полез. ископаемые, 1972, № 2, с. 25-31.

129. Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Харин Г.С. О роли эндогенных источников в формировании химического состава осадков Северной Атлантики. - Литология и полез. ископаемые, 1976, № 5, с. 3-21.
130. Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источник рудных элементов в океанических осадках. - Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 20-38.
131. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. - М.: Изд-во АН СССР, 1952. - 278 с.
132. Логвиненко Н.В., Космачев В.Г. Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша. - В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 284-295.
133. Carrol D. Ion exchange in clays and other minerals. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, N 2, p. 749-780.
134. Рожкова Е.В., Шербак О.В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 2, с. 13-24.
135. Винокуров С.Ф., Васильева Э.Г. Об условиях эпигенетической концентрации рудных элементов в бурогольных отложениях. - Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 130-134.
136. Лозыняк П.Ю. Меловые отложения и фауна радиоларий южного склона Украинских Карпат. - Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1973. - 19 с.
137. Лозыняк П.Ю., Свириденко В.Г. Конкрекции кремней в известняках свалаявской свиты (Украинские Карпаты). - В кн.: Вопросы литологии и петрографии. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1973, кн. 2, с. 185-188.
138. Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгальциях подводного вулкана Бану Вуху (Индонезия). - Докл. АН СССР, 1964, 155, № 6, с. 1317-1320.
139. Бострем К., Фаркуарсон Б., Эйл И. Подводные горячие растворы как один из источников вещества осадков активных подводных хребтов. - В кн.: Тр. I Междунар. геохим. конгр. М., 1973, т. 4, кн. I, с. 437-459.
140. Miller A.R., Densmore C.D. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. - Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30, N 3, p. 341-359.
141. Данилович Л.Г. Основные особенности развития кислого вулканизма Карпат. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1969, с. 142-157.
142. Koszarski L., Wieser T. Nowe horizonty tufowe w starszym paleogene Karpāt fliszowych. - Kwart.geol., 1960, 4, N3, s. 750-771.
143. Wieser T., Zytko K. O występowaniu tufoidow w warstwach podmagurskich okolic Żywca. - Kwart.geol., 1959, 3, N 2, s. 366-377.
144. Lesko B., Durkovic T., Cicel B. Stopy paleogeného vulkanizmu na východnom Slovensku. - Geol. pr. GUGS, SAV, ZPZ, 1959, N 16, s. 131-142.
145. Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах. - Геол. сб. Льв. геол. о-ва при Льв. ун-те, 1957, № 4, с. 171-177.
146. Дюркович Т. Кластические осадки флишевой зоны Карпат в Восточной Словакии. - Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 3-29.
147. Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 246 с.
148. Магакьян И.Г. Рудные месторождения. - М.: Госгеолтехиздат, 1955. - 335 с.
149. Габинет М.П., Лозыняк П.Ю. Давсонит в карпатском флише. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, № 29, вып. 2, с. 33-35.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие .....	3
ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК .....	5
ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ .....	21
<u>Обломочные породы</u> .....	23
Конгломераты .....	23
Гравелиты .....	38
Песчаники .....	44
Алевриты .....	76
<u>Глинистые породы</u> .....	84
<u>Кремнистые породы</u> .....	92
<u>Карбонатные породы</u> .....	98
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД .....	114
<u>Терригенные минералы</u> .....	114
Главные породообразующие минералы .....	114
Акцессорные минералы .....	121
<u>Аутигенные минералы</u> .....	127
<u>Глинистые минералы</u> .....	137
<u>Органический материал</u> .....	145
<u>Изотопные особенности некоторых минералов</u> .....	150
ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД .....	154
ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЕЙШИХ АКЦЕССОРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ .....	202
ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ КАРПАТ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ .....	221
Список литературы .....	234

Ирина Михайловна Афанасьева  
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА  
СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Печатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов Академии наук УССР

Редактор Р.И.Бычкова  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Оформление художника В.Ю.Мулюна  
Технические редакторы И.М.Баяджиева, Т.М.Зубрицкая  
Корректоры С.А.Доценко, Н.Б.Игнатовская

Информ. бланк № 2739.

Подп. к печ. 17.04.79. БФ 00605. Формат 60x84/16. Бумага  
офс. № 1. Усл. печ.л. 14,65. Уч.-изд.л. 14,48. Тираж 450 экз.  
Зак. № 8-868. Цена 1 руб. 60 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, Решина, 3.  
Киевская книжная типография научной книги Республиканского произ-  
водственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.  
252004, Киев-4, Решина, 4.

1 руб. 60 коп.

3070

«НАУКОВА ДУМКА»