

**Э. В. Варсимашвили**

**ЛИТОЛОГИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ  
ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОЙ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО  
БАСЕЙНА ОКРАЙНОГО МОРЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА  
(в пределах Грузии)**

**ე. ვარსიმაშვილი**

**კავკასიონის კიდურა ზღვის აღმოსავლეთი აუზის ზედაიურულ-ცარცული  
ფლიშური ფორმაციის ლითოლოგია და პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნები  
(საქართველოს ფარგლებში)**

**E. Varsimashvili**

**Lithology and Post-sedimentary Transformations of Upper Jurassic – Cretaceous  
Flysch Formation of the Eastern Basin of the Greater Caucasus Marginal Sea  
(within the limits of Georgia)**

**თბილისი**

**Тбилиси 2013 Tbilisi**

Тбилисский государственный Университет им. И.Джавахишвили  
Геологический институт им А.джанелидзе  
Труды. Новая серия. Вып. 126

ი. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის  
ალ ჯანელიძის გეოლოგიური ინსტიტუტი  
შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 126

Ivane Javakhishvili Tbilisi State University  
A. Janelidze Geological Institute  
Proceeding. New Series. Vol. 126

**Э. В. Варсимашвили**

**ЛИТОЛОГИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ  
ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВОЙ ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО  
БАСЕЙНА ОКРАЙННОГО МОРЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА  
(в пределах Грузии)**

ე. ვარსიმაშვილი

კავკასიონის კიდურა ზღვის აღმოსავლეთი აუზის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური  
ფორმაციის ლითოლოგია და პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნები (საქართველოს  
ფარგლებში)

E. Varsimashvili

Lithology and Post-sedimentary Transformations of Upper Jurassic – Cretaceous Flysch Formation  
of the Eastern Basin of the Greater Caucasus Marginal Sea  
(within the limits of Georgia)

თბილისი  
Тбилиси 2013 Tbilisi

В книге приводятся данные литостратиграфических исследований немой верхнеюрско-меловой карбонатной флишевой формации Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа в пределах Грузии. Установлены закономерности изученных отложений в вертикальном разрезе, их горизонтальное распространение, эволюция флишевой седиментации и связанные с ней процессы литогенеза в бассейне осадконакопления. Детально изучены процессы диагенеза и катагенеза, происходящие в исследованных флишевых отложениях.

В работе использованы итоги исследований проведенные ранее совместно с кандидатом геолого-минералогических наук И. Д.Чечелашвили.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Редактор – кандидат геолого-минералогических наук М.Г.Тогонидзе.

Рецензент – кандидат геолого-минералогических наук Г.Т.Вашакидзе.

წიგნში მოცემულია საქართველოში კავკასიონის კიდურა ზღვის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ლითოსტრატოგრაფიული კვლევის შედეგები. დადგენილია მათი გავრცელების კანონზომიერებები ვერტიკალურ ჭრილში და ჰორიზონტალურად, აგრეთვე აუზში ფლიშური სედიმენტაციის ევოლუცია და მასთან დაკავშირებული ლითოგენეზის პროცესები. დეტალურადაა შესწავლილი საკვლევი რეგიონის ფლიშურ ნალექებში დიაგენეზისა და კატაგენეზის სტადიებზე მიმდინარე პროცესები.

შრომაში გამოყენებულია გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატ ი. ჩეჩელაშვილთან ერთად ჩატარებული კვლევის შედეგებიც.

წიგნი გათვალისწინებულია გეოლოგთა ფართე წრისთვის.

რედაქტორი გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატი მანანა ტოგონიძე.

რეცენზენტი გეოლოგიურ-მინერალოგიურ მეცნიერებათა კანდიდატი გიორგი ვაშაკიძე.

E. Varsimashvili

#### Lithology and Post-sedimentary Transformations of Upper Jurassic – Cretaceous Flysch Formation of the Eastern Basin of the Greater Caucasus Marginal Sea (within the limits of Georgia)

In the book are presented the findings of lithostratigraphic studies of a non-informative Upper Cretaceous carbonate flysch formation of the Eastern basin of the Greater Caucasus marginal sea within the limits of Georgia. The regularities of the studied deposits in vertical section, their horizontal distribution and the evolution of flysch sedimentation and that of the induced processes of lithogenesis taking place in the sedimentary basin have been established. The processes of diagenesis and katagenesis occurring in these flysch deposits are studied in detail.

In the work are used the results of studies conducted earlier together with the candidate of geological-mineralogical sciences I.D. Chechelashvili.

The book is designed for a wide range of geologists.

Editor – Dr. of geol.-miner. sciences M.Togonidze

Reviewer - Dr. of geol.-miner. sciences G.Vashakidze

© ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი, 2013

© A. Janelidze Geological Institute Of Georgia, 2013

© Геологический институт им А.джанелидзе 2013

## ВВЕДЕНИЕ

В процессе развития геологической науки наиболее актуальным вопросом представляется детальное литологическое изучение глобально распространенных флишевых отложений, преобладающих в геологических разрезах подвижных поясов. Разнообразие флишевых образований по вещественному, петрографическому составу и по стадиям геологических циклов их становления дало возможность установить, что флиш исключительно важен в научном отношении для палеотектонического и палеогеографического анализов прошлого.

С целью выявления закономерностей эволюции геологических обстановок на древних активных континентальных окраинах, в том числе седименто- и литогенеза осадочных геологических тел, эволюции бассейнов седиментации и размещения в них осадочных ископаемых, все более возрастает необходимость проведения углубленных литологических исследований.

Седиментационная обстановка с геологической точки зрения представляет собой мгновенное явление, ведущее к формированию осадка или слоя; седиментационный бассейн же – заметный геологический объект, существующий в течение определенного отрезка времени (иногда в миллионы лет). В их пределах в течение длительного времени менялись седиментационные обстановки, менялось и положение бассейнов в пространстве. Сумма таких обстановок и их материальное выражение (скопление осадков, генетических типов) фиксируется в литосфере в виде определенного сочетания слоев, пачек, толщ, по которым восстанавливается история существования и развития седиментационного бассейна. Таким образом, реконструкция этой категории охватывает области размыва, условия переноса осадочного материала, а также характер тектонических движений как в питающих провинциях, так и в самом седиментационном бассейне.

В литологии все большее значение приобретает также исследование процессов вторичного преобразования осадочных образований; они на протяжении длительного времени своего существования, начиная с превращения осадка в породу, до преобразования последней в метаморфическую или же разрушения под действием выветривания, претерпевают процессы вторичного изменения – постседиментационного преобразования. Выявление последовательности структурных минеральных изменений в породах позволяет восстановить историю развития процессов, обуславливающих упомянутые преобразования.

Постседиментационно измененные породы вызывают особый интерес, являясь как бы переходными от седиментационных образований к метаморфогенным. Региональные преобразования пород играют большую роль в формировании осадочных толщ, часто увязываясь с накоплением тех или иных полезных ископаемых; исследование их имеет большое как научное, так и практическое значение. Этим вопросам посвящена обширная литература (Страхов, 1971; Копелович, 1965; Казанский, 1981; Окнова, 1984; Япаскурт, 1981, 1988; Япаскурт, Парфенова, 2000; Холодов, 1982; Виноградов и др., 2003; Гурбанов, 2004; Sloss, Feray, 1948; Taylor, 1950; Heald, 1950, 1956; Packham, Groom, 1960 и др.). Многие исследователи в процессе постседиментационного изменения пород выделяют стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза. В качестве критерия для выделения стадий и этапов предлагаются: степень уплотнения и обезвоживания глинистых пород, структурные соотношения между зернами в песчаниках и гравелитах, степень углефикации сконцентрированного и рассеянного органического вещества, особенности структурной минеральной перестройки пород – в первую очередь их глинистой фракции, и формирование определенных комплексов аутигенных минералов. Последние образуются на разных стадиях преобразования осадка или породы в результате одновременно протекающих процессов. Эти стадии разные исследователи называют различно; при выполнении настоящей работы, придерживаемся следующих представлений и терминологии: диагенез – превращение осадка в породу – литификация, катагенез, или что одно и то же, ранний эпигенез(катагенез) – длительная стадия вторичного преобразования породы, протекающая в уплотненном осадке после

диагенеза, в условиях низких давления и температуры. Поздний или глубинный эпигенез (метагенез) – переходная стадия к метаморфизму в условиях увеличивающихся давления и температуры.

В исследованиях фактического материала последних лет высоко оценивается роль региональных и локальных наложенных процессов изменения при формировании коллекторских свойств пород на больших глубинах. Вместе с этим, первостепенное значение приобретает изучение катагенеза осадочных толщ нефтеносных бассейнов, в связи с проблемой поисков месторождений нефти, газа, а также в некоторой мере метаморфизованных угольных бассейнов. Прогнозирование коллекторских свойств, и в связи с этим нефтегазоносности, следует проводить с учетом катагенеза и тектонической структуры всего региона. При оценке коллекторских свойств пород используются данные стадийного анализа с выделением и картированием зон региональных постдиагенетических изменений. При этом, познание катагенеза осадочных толщ необходимо как для прогнозирования промышленных скоплений полезных ископаемых, так и для оценки прочностных свойств пород.

Ряд исследователей отмечают, что изучение особенностей регионального преобразования пород при эпигенезе (катагенезе) в настоящее время – одна из актуальнейших задач, т.к. входит в круг проблем глобальной тектоники и может в некоторой мере объяснить процессы изменения пород при движении крупных литосферных плит. Огромный объем исследований по катагенетическому преобразованию пород показал геологическую масштабность этого явления, ставящего его на одну ступень с региональным метаморфизмом. Зоны регионального катагенеза в мощных терригенных толщах орогенных поясов поддаются картированию, отражающего специфику геологического строения и историю развития регионов. Развитие геологии требует классификации и описания типов регионального катагенеза и характеризующих их минеральных индикаторов, охватывающих все многообразие постседиментационных преобразований пород в различных геотектонических структурах земной коры (Коссовская, Шутов, 1975). Изучение постседиментационных процессов в некоторой мере помогает установлению характера геотектонического режима региона.

В современной литологии ведущим является направление генетических исследований. Для изучения постседиментационных преобразований осадочных пород также необходима генетическая основа. Особо сложными объектами, нуждающимися в специфических подходах исследований, являются бассейны породообразования в тектонически активных областях. Изучая их, приходится сталкиваться с проблемой влияния экзогенных (фациально-ландшафтных) условий седиментогенеза и воздействия многих эндогенных факторов на литогенез (диагенез и последующие преобразования пород).

Исследованный регион – Восточный бассейн Окраинного моря Большого Кавказа (в пределах Грузии) относится к породообразующим бассейнам активной тектонической области. Поэтому, при изложении результатов изучения вторичных изменений верхнеюрско-меловых флишевых отложений отмеченного региона основное внимание уделялось реконструкциям процессов катагенеза (или начального и глубинного эпигенеза). В настоящей работе дана попытка разъяснения их механизма на основе новейших теоретических данных по геоминералогии и гидрохимии литогенеза, выполняя их на генетической основе, полученной путем детального литофациального и формационного анализа объекта (Варсимашвили, 2005). В сложно дислоцированных областях рекомендуется синтез данных стадийного анализа постседиментационных новообразований на минеральном, породном, фациальном и формационном уровнях организации вещества, а также историко-геологический анализ формирования зональности литогенеза на доскладчатых этапах эволюции осадочного бассейна.

Исходя из вышесказанного, исследование литологии и особенно постседиментационных процессов преобразований верхнеюрско-меловых флишевых отложений имеет как теоретическое, так и практическое значение.

Объектом наших исследований являлись верхнеюрско-меловые флишевые отложения составляющие меловую флишевую формацию (Варсимашвили, Чечелашвили, 1989) восточной части (Восточный флишевый бассейн) Окраинного моря Большого Кавказа (Рис. 1).

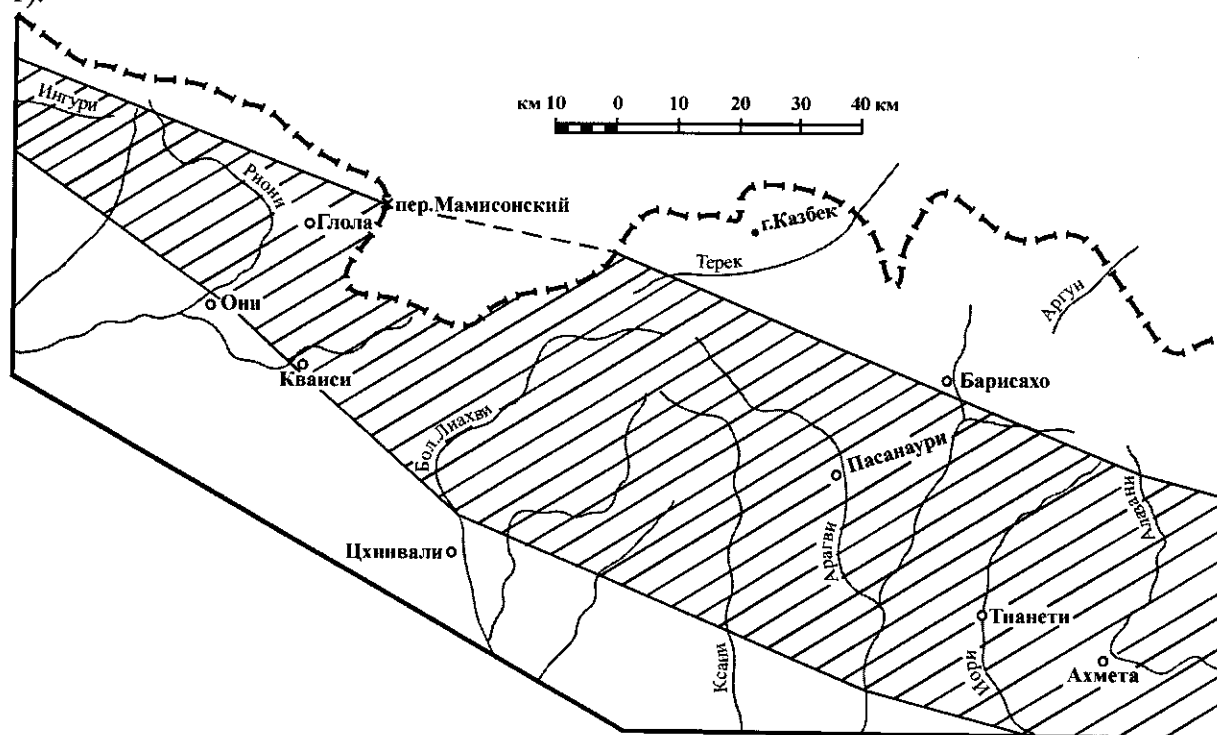


Рис. 1. Обзорная карта исследованного района

Среди крупных геотектонических единиц, выделяющихся на территории Грузии, важную роль играет зона складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, протягивающаяся широкой полосой вдоль главного хребта Кавказиони. Изученный верхнеюрско-меловый флишевый комплекс представлен в Местиа-Тианетской геотектонической зоне складчатой системы Южного склона – в частности, в Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзонах.

Шовско-Пасанаурская подзона представлена широкой полосой развития флишевых отложений верхней юры и мела. В пределах этой подзоны выделяется крупный синклиниорий, северная часть которого – Глолско-Млетская чешуя отделяется от Уцерско-Павлеурского покрова надвигом. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения этой подзоны в пределах Грузии (Кахети) – перекрыты алазанской серией верхнего плиоцена и четвертичными образованиями.

В Жинвальско-Гомборской подзоне исследованные отложения представлены верхней частью нижнемелового флиша (апт-альб), которые развиты в Алисисгорском и Цивгомборском покровах, и верхнемеловыми отложениями полностью развитыми в Алисисгорском, Садзегурско-Шахветильском и Цив-Гомборском покровах.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения изученного региона подразделяются на карбонатный, переходный и терригенный флиши. Эти свиты по литологическим признакам нами подразделены на следующие единицы – карбонатный флиш (Рис. 2):

1. Свита аргиллитов и песчаников (сланцево-песчаниковая свита), – где песчаники представлены тонкослоистыми слабокарбонатными разновидностями плагиоклазово-кварцевого состава, аргиллиты же – темносерыми сланцеватыми пачками, мощностью 0,3-0,5 см. Мощность свиты - 80-100 м.

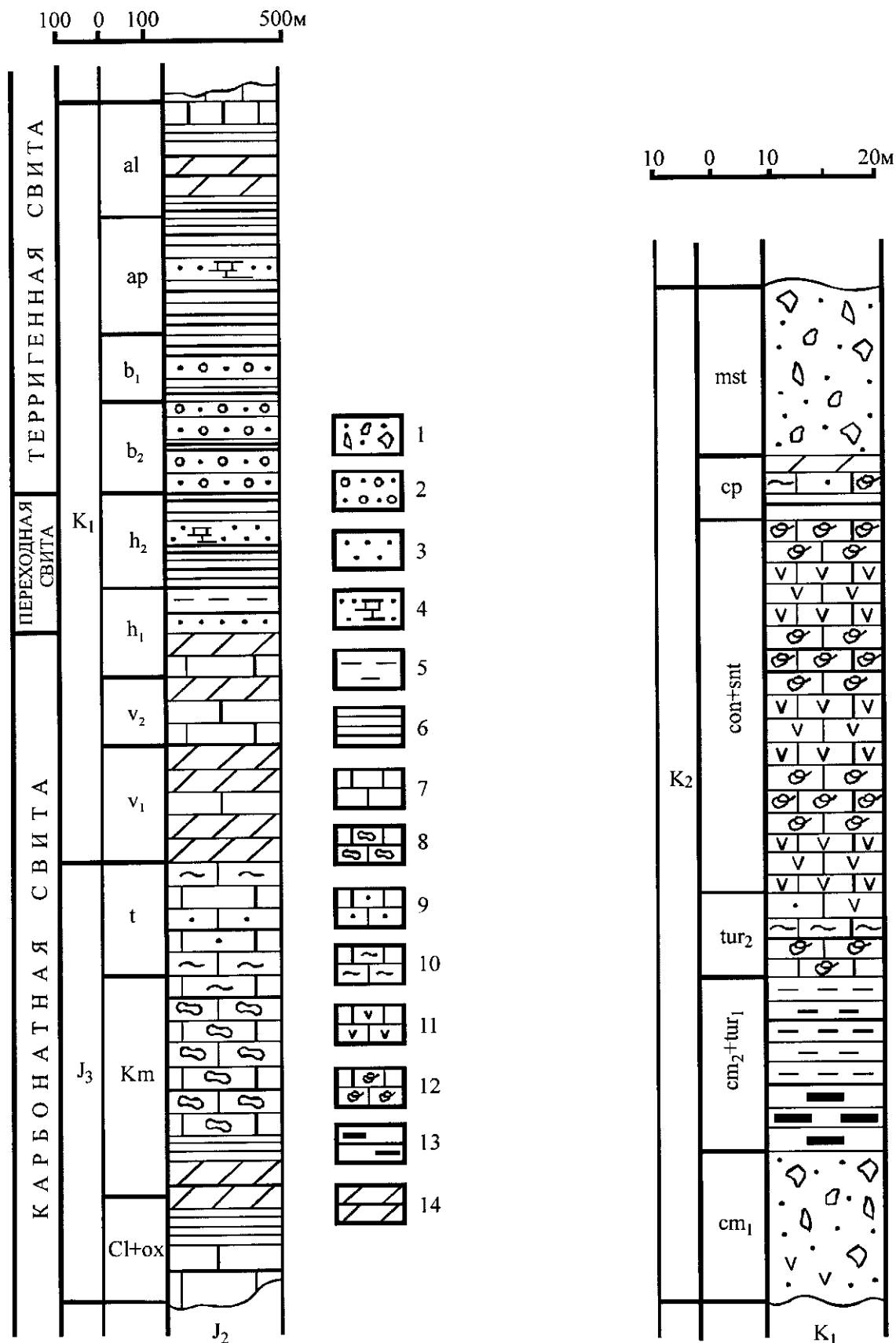


Рис. 2. Литостратиграфическая колонка верхнеюрско-меловых флишевых отложений Грузии.

1 - брекчия-конгломерат; 2 - аркозово-кварцевый песчаник; 3 - плагиоклазово-кварцевый песчаник; 4 - карбонатный песчаник; 5 - алевролит; 6 - аргиллит; 7 - известняк; 8 - кластический известняк; 9 - песчаный известняк; 10 - глинистый известняк; 11 - шламный известняк; 12 - органогенный детритовый известняк с микрофауной; 13 - кремнистый аргиллит; 14 - мергель.

2. Свита темных мергелей и аргиллитов с прослоями обломочных известняков (кассарская свита -  $J_3l$ ), где мергели представлены темносерыми толстослоистыми (0,7-2 м) сланцеватыми породами, аргиллиты – толстыми (до 2-2,5 м) часто алевролитистыми карбонатными пачками, а известняки – песчаными, рассланцованными, иногда органогенно-обломочными разновидностями. Мощность - 200-250 м.

3. Свита кластических известняков (свита думацхо,  $J_3km$ ), представленная темносерыми толстослоистыми (0,6-1,5 м) обломочными, оолитовыми и песчаными разновидностями, изредка чередующимися с сланцеватыми мергелями и аргиллитами. Мощность - 200-220 м.

4. Свита толстослоистых темных известняков (нижнеизвестняковая свита,  $J_3t$ ), представленная преимущественно глинистыми разновидностями, которые часто содержат конкреции пирита. Мощность - 300-350 м.

5. Свита черных мергелей (черная мергельная свита –  $K_1v_2$ ), представленная почти черными толстослоистыми (0,5-0,7 м) - сланцеватыми пачками, чередующимися (изредка) с толстослоистыми (0,4-0,5 м) глинистыми и песчанистыми известняками. Мощность - 250-300 м.

6. Свита серых известняков и мергелей (верхнеизвестняковая свита  $K_1 v_2$ ), представленная в основном среднеслоистыми (0,3-0,4 м) серыми глинистыми и песчанистыми известняками и толстыми (0,7-1 м), реже тонкими (0,15-0,20 м) пачками рассланцованных серых мергелей, с редкими прослоями карбонатных песчаников и аргиллитов. Мощность - 100-200 м.

Нижнемеловые флишевые отложения (“терригенный флиш”) изученного региона постепенно продолжающие карбонатное флишенакпление, по литологическим признакам подразделены на следующие единицы (Варсимашвили, 1976):

1. Свита темных мергелей и кластических известняков (млетская свита,  $K_1-v_1$ ). Мощность – 250-300 м.

2. Свита песчано-глинистых известняков и мергелей (эдисская свита,  $K_1-V_2$ ). Мощность – 150-200 м.

3. Переходная – баханская свита ( $K_1h_1$ ), представленная чередованием карбонатных и некарбонатных терригенных образований с постепенным уменьшением сверху карбонатности. Мощность – 100-250 м.

Далее кверху следует

4. Пасанаурская свита, которая подразделена на нижне-, средне- и верхнепасанаурскую подсвиты (Варсимашвили, 1976):

а) Нижнепасанаурская подсвита аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников ( $K_1h_2$ ). Мощность – 100-300 м.

б) Среднепасанаурская подсвита толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников ( $K_1b_1$ ). Мощность – 90-250 м.

в) Верхнепасанаурская подсвита аргиллитов и тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников ( $K_1b_2$ ). Мощность – 80-130 м.

Стратиграфически выше следуют:

5. Чередование черных и серых аргиллитов и слюдистых плагиоклазово-кварцевых песчаников (дгнвальская свита) в Шовско-Пасанаурской геотектонической подзоне, или тетраховская свита в Жинвальско-Гомборской подзоне ( $K_1ap$ ). Мощность – 200-250 м.

6. Свита пестрых аргиллитов, серых мергелей и песчаных известняков – павлеурская свита в Шовско-Пасанаурской подзоне, или кавтисхевская свита в Жинвальско-Гомборской подзоне ( $K_1al$ ). В верхних горизонтах свиты наблюдаются прослой вулканогенно-осадочных образований в виде пластов диабаз-порфирифта, туфов и туффицитов андезитроговообманкового состава мощностью 95 м. Мощность свиты – 250-300 м.

В верхнемеловых флишевых отложениях исследованного региона в восходящей последовательности выделяются следующие свиты:

1. Свита полимиктовых песчаников (или укугмартская свита –  $K_2cm$  в Жинвальско - Гомборской подзоне) представлена в основном кластолитами; в Шовско-Пасанаурской



подзоне – песчаниками и гравелитами в чередовании с алевролитами; в Жинвальско-Гомборской подзоне – гравелитами, мелкообломочными брекчиями, брекчия-конгломератами, иногда с прослоями вулканогенов; брекчия-конгломераты пользуются локальным распространением и наблюдаются преимущественно в виде линзообразных слоев. Мощность – 10-50 м.

2. Ананурская свита ( $K_2cm_2+tur$ ) – чередование окремненных и карбонатизированных аргиллитов и алевролитов. В Жинвальско-Гомборской подзоне окремнение проявляется интенсивнее и мощность свиты увеличивается в восточном направлении; фиксированы также небольшие выходы вулканогенов. Мощность – 15-60 м.

3. Свита красных известняков (свита маргалитис-кльде –  $K_2tur_2$  в Жинвальско-Гомборской подзоне) в Шовско-Пасанаурской подзоне представлена красными, исключительно тонкозернистыми фораминиферовыми, биодетритовыми, иногда глинистыми и песчаными известняками; лишь в крайне западной части содержит прослой кластического известняка. В Жинвальско-Гомборской подзоне, кроме тонкозернистых органогенных известняков, присутствуют песчаники, гравелиты и реже вулканогены. Мощность – 3-30 м.

4. Свита светлых известняков (свита Эшмакисхеви –  $K_2cont+st$ ). Состав выдержан на всей территории исследованного региона в обеих геотектонических подзонах. Представлен тонкозернистыми органогенными биоморфно-детритусовыми и шламовыми известняками. Мощность – 30-160 м.

5. Свита Джорчи (или цитлианская –  $K_2cp$ ) представлена песчаными, глинистыми, кластическими и, в меньшем количестве, органогенными известняками и чередующимися с ними тонкими прослоями пелитолитов и мергелей. Мощность – 0-25 м.

6. Орбитоидная свита ( $K_2mst$ ) в Шовско-Пасанаурской подзоне отсутствует. В Жинвальско-Гомборской подзоне, залегая на разных горизонтах верхнего мела, представлена гравелитами, брекчия-конгломератами, местами глыбовыми брекчиями с прослоями песчаных, кластических и органогенных (биоморфнодетритусовых и биодетритусовых известняков). Мощность – до 40 м.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Основываясь на результаты детальных литологических исследований – описание прозрачных шлифов, минералогических, преимущественно имерсионных препаратов тяжелой и легкой фракций, обработав результаты химических, спектральных, термических, электронно-микроскопических, рентгеноструктурных анализов, определив карбонатность в породах и др., установлено, что в исследованном регионе верхнеюрские и меловые отложения представлены, в основном, кластогенными и карбонатными породами. При этом, в верхней юре развиты преимущественно карбонатные породы, в нижнемеловых отложениях – кластолиты, и лишь в верхних частях изученного комплекса иногда наблюдаются вулканогены. Верхнемеловые отложения литологически многообразнее; в них встречаются кластогенные, карбонатные, а также кремнистые и вулканокластические породы.

Далее предлагаем более или менее краткую литологическую характеристику вышеотмеченных типов пород верхнеюрско-меловых флишевых отложений исследуемого региона.

### Кластогенные породы

Кластолиты пользуются наибольшим распространением в отложениях нижнего мела. Широко распространены также в верхнем мелу и в значительно меньшем количестве присутствуют в верхнеюрском карбонатном флише.

Среди кластолитов исследованных отложений наблюдаются все структурные типы: псефитолиты, псаммитолиты, алевролиты и пелитолиты.

В отложениях верхней юры встречаются псаммитолиты и пелитолиты. Нижнемеловой терригенный флиш представлен, в основном, также псаммитолитами и пелитолитами. В верхнемеловых отложениях же встречаются все структурные типы: псефитолиты, псаммитолиты, алевролиты и пелитолиты.

В изученных отложениях алевролиты играют подчиненную роль. Следует отметить, что среди кластолитов часто встречаются смешанные (плохо отсортированные) породы, в которых наблюдаются зерна различных размеров и которые по структурной номенклатуре следует относить к пелит-алевролитам, алевро-псаммитам, псаммо-пелитам и т.д.

Рассмотрим отдельно структурные типы встречающиеся в изученных отложениях.

### Псефитолиты

П с е ф и т о л и т ы развиты преимущественно в верхнемеловом флише. В карбонатном флише верхней юры и в нижнемеловом терригенном флише псефитолиты почти отсутствуют – наблюдаются в небольшом количестве лишь в некоторых горизонтах верхней юры в виде клатических известняков (известняковые гравелиты и редко известняковые брекчии) с обломками известняков же псефитовой размерности и один слой известнякового гравелита - маркирующий т.н “мшанковый горизонт” (Варсимашвили, 1978) мощностью 0,4-0,6 м прослежен в нижнебарремских отложениях изученного комплекса. Эти известняковые псефитолиты мы рассмотрим вместе с другими карбонатными породами. Псефитолиты представлены брекчия-конгломератами и гравелитами. Брекчия-конгломераты развиты преимущественно в верхнемеловом флише Жинвальско-Гомборской подзоны. Они пользуются сравнительно широким распространением в маастрихте почти всех покровов подзоны, тогда как сеноман здесь представлен большей частью гравелитами и лишь в некоторых разрезах наблюдаются более крупнообломочные породы вулканокластического характера (разрезы по р.М.Лиахви у сел.Зонкари, разрез у сел.Бикари по р.Меджуда и др.).

В Шовско-Пасанаурской подзоне в разрезах изученных отложений брекчия-конгломераты ни в сеномане, ни в маастрихте не наблюдались.

В изученных отложениях брекчия-конгломераты встречаются седиментокластического и вулканокластического характера. В этой главе дается описание лишь седиментокластических брекчия-конгломератов. Вулканокластические же описаны вместе с вулканогенами.

Седиментокластические брекчия-конгломераты наблюдаются в маастрихте Садзегури-Шахветильского и Жинвали-Пховельского покровов Жинвали-Гомборской подзоны. Брекчия-конгломераты в некоторых разрезах имеют глыбовый характер. Глыбовые брекчии наблюдались в маастрихтских разрезах, составленных по р.Джаха у сел.Цихисдзири и по р.Меджуда у сел.Бикари.

Глыбовые брекчии состоят преимущественно из обломков различных известняков; в меньшем количестве наблюдаются аргиллиты, алевролиты, песчаники, кремнистые и вулканогенные породы. Размер обломков колеблется в больших пределах – от нескольких миллиметров до 1,5-2 м, при этом иногда видны обломки целых пачек слоев полосчатых аргиллитов, известняков и пелитолитов (Рис. 3). Такие пачки слоев сильно угловаты – не носят следов окатанности, часто расположены под углом, а иногда и поперек слоистости.

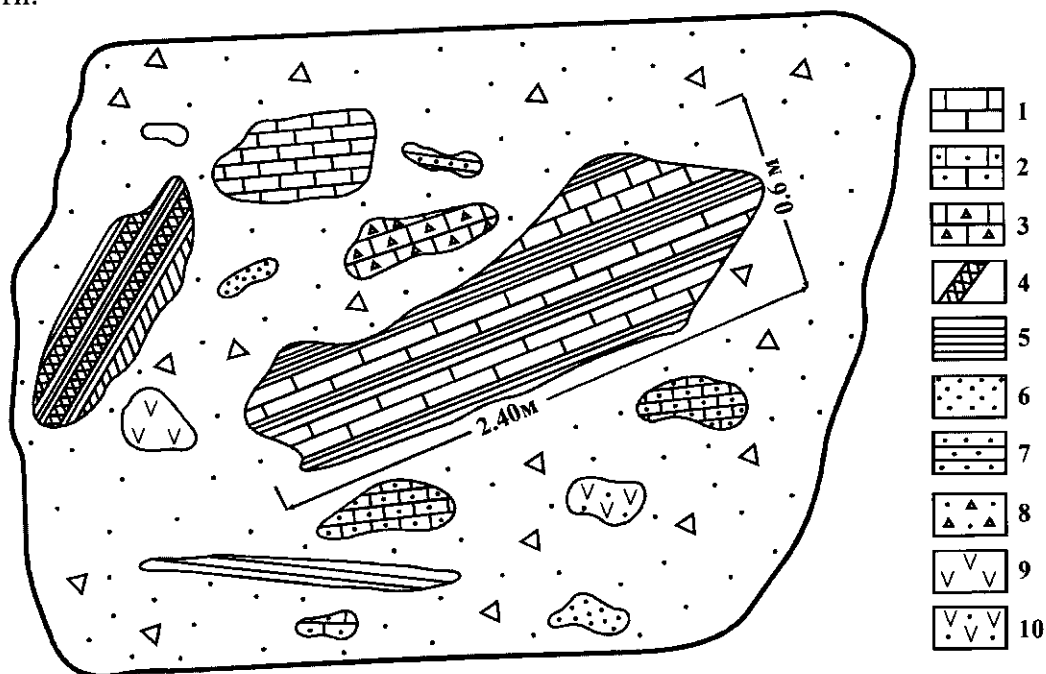


Рис. 3. Глыбовая брекчия.

1 - известняки; 2 - песчаный известняк; 3 - кластический известняк; 4 - кремнистая порода; 5 - пелитолит; 6 - песчаник; 7 - алевролит; 8 - гравелит; 9 - порфирит; 10 - туффит.

В обломках наблюдаются почти все разновидности верхнемеловых известняков, различающиеся как по цвету, так и по составу: органогенно-детритовые, плотные, зернистые песчанистые и глинистые известняки. Все они являются продуктами размыва турон-сенонской карбонатной толщи. Особенно выделяются белые, зернистые органогенные (иногда коралловые) известняки верхнеюрского облика. Такие известняки присутствуют не во всех разрезах. Встречаются по р.Джаха (у сел.Цихисдзири), по р.Меджуда (у сел.Бикари). В других разрезах таковые не наблюдаются. Кремнистые породы, аргиллиты, алевролиты и песчаники представляют собой продукт размыва сеноманского и, в меньшем количестве, нижнемелового терригенного флиша.

В обломках вулканогенов различаются хлоритизированные туфы и туффиты диабаз-порфиритов, а также туфобрекчий мандельштайновых порфиритов (Рис. 4). Обломки слабоокатанны, а иногда угловаты. Связывающим материалом является гравелит того же состава. В гравелите кроме вышеназванных пород попадают зерна минералов: кварца, плагиоклаза, глауконита. Кварц в небольшом количестве часто заметно окатан; плагиоклаз

часто встречается в виде регенерированных зерен, идиоморфных кристаллов или остроугольных обломков; глауконит – обычно в виде округлых зерен. Роль цемента выполняет кальцит вместе с пелитовым веществом, в котором довольно часто наблюдаются крупные (до 4 мм) фораминиферы-орбитоиды. Они хорошо препарируются из выветрелого цемента и часто встречаются в осыпях.

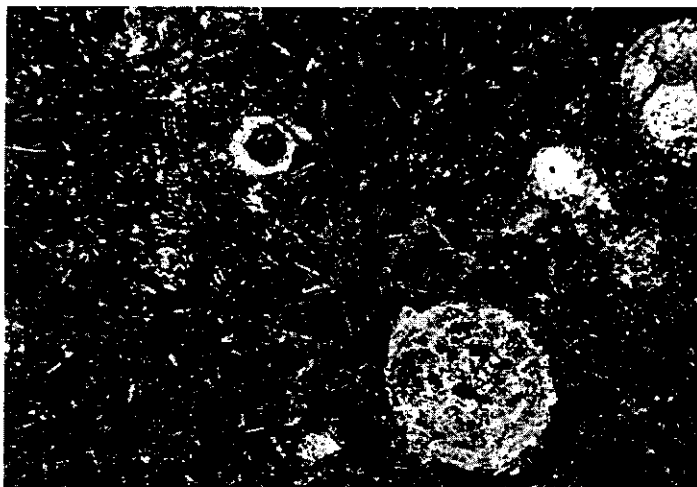


Рис. 4. Мандельштейновый порфирит из гальки глыбовой брекчии.

Без анализ. (Б/а), ув.  $\times 17$ .

Брекчия – конгломераты светлосерые, зеленоватые породы содержат обломки разноцветных пород. Отличаются от глыбовых брекчий только размером обломков, по составу же совершенно тождественны с ними и лишь в вулканокластических брекчия-конгломератах наблюдаются по составу некоторые различия.

В сеномане Жинвальско-Гомборской подзоны псефитолиты представлены преимущественно гравелитами; реже встречаются брекчия-конгломераты. Последние часто представлены вулканокластическими разностями. Их описание дается ниже, вместе с вулканогенами.

Седиментокластические брекчия-конгломераты наблюдаются в верхнем мелу в горизонтах свит укугмарты и маргалитис-кльде по р.Лиахви (близ сел.Белоти), в горизонте укугмарты в ущ. рр.Лехура и Меджуда.

Брекчия-конгломераты серые крупнообломочные породы, в которых размер обломков варьирует от 0,3 м до 0,01-0,02 м, в среднем 0,06-0,07 м. Они, в основном, состоят из окатанных обломков кластолитов, известняков и слабоокатанных или угловатых зерен хлоритизированных диабаз-порфиритов и их туфов. Гранитный материал присутствует в незначительном количестве и фиксирован лишь в разрезе по р.М.Лиахви (близ сел.Белоти), где наблюдается линзообразный слой брекчия-конгломерата с окатанными обломками гранитоидов, пегматитов и яйцевидными зернами кварца. Гранитный материал и кварц составляют меньшую часть терригенных зерен, большая же часть, как отмечалось выше, представлена песчаниками, алевролитами кварцево-плаггиоклазового состава, аргиллитами, известняками и зеленоватыми хлоритизированными обломками диабаз-порфиритов и их туфов. Последние явно менее окатанны, чем другие обломки, часто сильно угловаты и совершенно свежие. Попадаются также свежие плаггиоклазы олигоклаз-андезинового ряда. В небольшом количестве присутствуют зерна глауконита. Связывающим здесь является гравийный материал того же состава, обычно сцементированный мелкокристаллическим карбонатом, который часто корродирует или обрастает зерна кварца, плаггиоклаза и обломки пород, образуя соответственно реакционные (Рис. 5) и крустификационные (Рис. 6) каемки вокруг зерен. В центре часто наблюдаются отдельные зерна, а также скопления пирита.

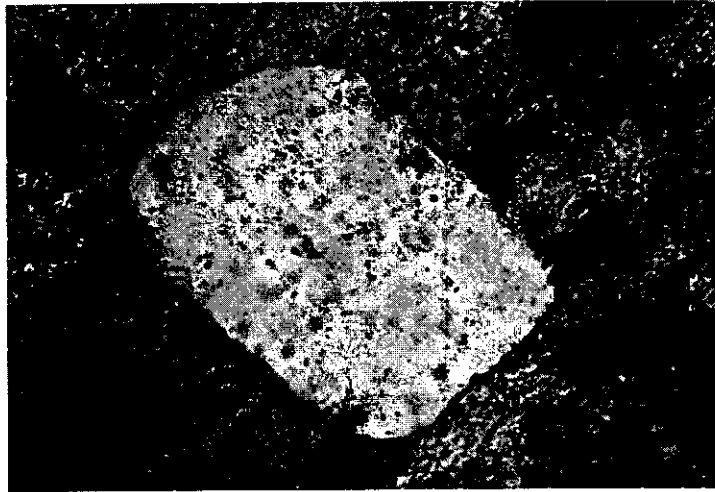


Рис. 5. Реакционная кайма на зерне кварца.  
Ник.+, ув.  $\times 17$ .

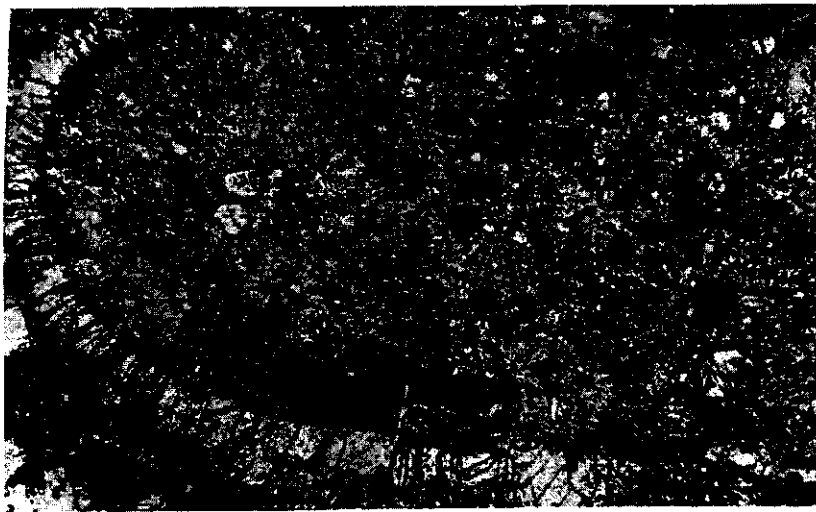


Рис. 6. Крустификационная кайма на обломке породы.  
Б/а, ув.  $\times 17$ .

Гравелиты встречаются во всем верхнем меле. Наибольшим распространением пользуются в сеномане и маастрихте. Это темносерые, реже зеленоватые крупнозернистые толстослоистые и реже тонкослоистые породы; в толстослоистых гравелитах почти всегда наблюдается нормальная гравитационная сортировка – крупный материал приурочен к подошве слоя, постепенно становясь мельче к кровле. Иногда наблюдается симметричная сортировка – грубый материал занимает среднюю часть, становясь мельче как к подошве, так и к кровле слоя. Реже наблюдается обратная сортировка, т.е. укрупнение материала происходит к кровле слоя. В гравелитах часто видна запутанная слоистость. Ясно выраженная косая слоситость наблюдается реже. Гравелиты часто размывают нижележащие породы, образуя поверхности размыва. В них иногда видны отдельные крупные ( $d - 0,01-0,02$  м) гальки нижележащих пород.

При делении гравелитов по составу на разновидности и придерживаясь схемы классификации песчаников (Дзоценидзе, 1963), по составу различаются:

а) гравелиты граувакковые (седиментокластического, карбонатно-кластического, вулканотерригенного и миксто-грауваккового состава).

б) гравелиты смешанной группы (кварцево-грауваккового, аркозово-граувакково-кварцевого состава). Гравелиты граувакковые, а также смешанной группы – кварцево-грауваккового состава – встречаются в сеномане и маастрихте почти в одинаковом количестве, тогда как гравелиты смешанной группы – аркозово-граувакково-кварцевого состава в сеномане присутствуют в большом, а в маастрихте в незначительном количестве.

Гравелиты граувакковые седиментокластического состава – темносерые, иногда светлосерые породы. Состоят преимущественно из более или менее окатанных обломков кластолитов, алевролитов, пелитолитов и реже песчаников. В небольшом количестве присутствуют обломки известняков и вулканогенов (Рис. 7); наблюдаются зерна кварца, плагиоклаза, изредка глауконита. Песчаники и алевролиты большей частью плагиоклазово-кварцевые и более или менее измененные. Пелитолиты преимущественно хлорит-гидрослюдистого состава. Изредка вокруг зерен кластолитов наблюдаются железистые пленки. Цементирует обычно карбонат крупно- или мелкокристаллический. Карбонат часто корродирует зерна кварца, плагиоклаза и обломков пород, а иногда обрастает зерна и образует крустификационные каемки. В цементе маастрихтских гравелитов часто наблюдается богатая фауна орбитоидов.



Рис. 7. Окатанные обломки пород в седиментокластическом гравелите.  
Ник.+, ув.  $\times 17$ .

Гравелиты карбонатно-кластического состава часто наблюдаются в туроне (горизонт маргалитис-кльде). Эти, преимущественно светлосерые, иногда красноватые породы состоят из окатанных обломков различных известняков. Известняки большей частью органогенно-детритовые, иногда содержащие исключительно разнообразную верхнемеловую микрофауну. Реже наблюдаются обломки с детритом макрофауны, а также со смешанной макро- и микрофауной. В меньшем количестве присутствуют обломки осадочных и вулканогенных пород, а также зерна кварца и плагиоклаза. В цементе маастрихтских гравелитов часто видна как микрофауна, так и детрит макрофауны – мшанок, губок и известковых водорослей. Иногда на последних развиты идиоморфные аутигенные кристаллы кварца и альбита.

Гравелиты вулканотерригенного состава развиты в сеномане, туроне и сеноне Жинвальско-Гомборской подзоны, по цвету отличаются от карбонатно-кластических и имеют серо-зеленую и беловато-зеленую окраску. Состоят преимущественно из обломков в различной степени измененных и окатанных диабазов и диабаз-порфиритов, в которых видна порфирировая, а иногда кластическая структура. Вокруг обломков часто видна крустификационная каемка радиально-лучистого карбоната (Рис. 8). Большинство обломков хлоритизированы, макрокопически совершенно зеленые, что и обуславливает зеленую окраску породы. Такие обломки нацело состоят из хлоритизированных минералов, мелких миндалин, выполненных хлоритом и хлоритизированного же базиса (Рис. 9). Иногда обломки пород карбонатизированы и пиритизированы.

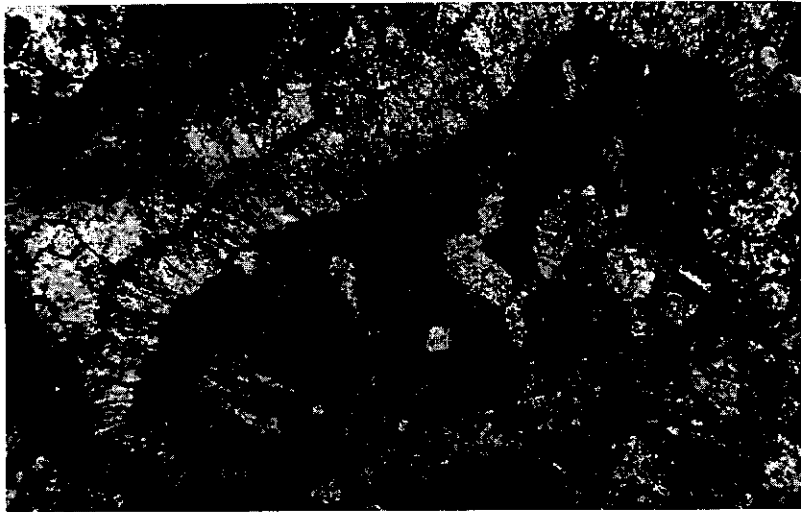


Рис. 8. Зеленые обломки с порфиритовой структурой и миндалинами хлорита.  
Ник.+, ув.  $\times 30$ .

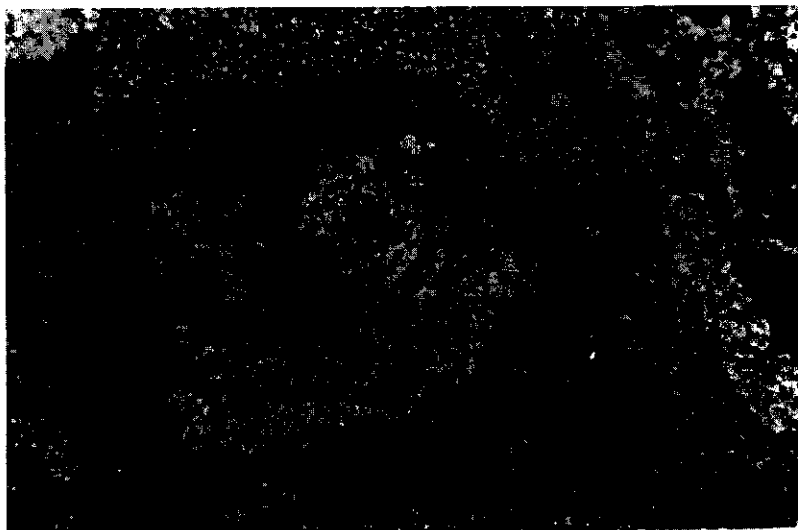


Рис. 9. Крустификационный кальцит, развитый вокруг "зеленых" обломков.  
Ник.+, ув.  $\times 17$ .

В вулcano-терригенных гравелитах сеномана обломки вулканогенов иногда настолько свежие, что придают породе туфовый облик.

В гравелитах в небольшом количестве присутствуют окатанные зерна кварца, плагиоклаза, халцедона и реже глауконита. Цементирует карбонат, реже – перетертый песчаный материал того же состава. В цементе и здесь также сильно развиты явления регенерации и коррозии плагиоклаза, кварца и обломков.

Гравелиты миксто-грауваккового состава широко распространены в отложениях сеномана и маастрихта; содержат обломки всех пород, входящих в состав вышеописанных гравелитов (седименто-кластических, карбонатно-кластических, вулcano-кластических). Присутствуют также и зерна кварца, плагиоклаза, глауконита, окатанность которых различная. Цемент того же состава.

Гравелиты смешанной группы кварцево-грауваккового состава в светлосерые зернистые породы. Состоят из обломков пород и кварца. Среди обломков наблюдаются все те породы, которые присутствуют в граувакковых разновидностях. Кроме этого, здесь имеется кварц в количестве от 10-40%. Кварц преимущественно эффузивный, часто с включениями пузырьков жидкости и газа. В меньшем количестве – облачный и мозаичный; встречаются зерна халцедона. Плагиоклаз присутствует в небольшом количестве, представлен альбит-олигоклазом и олигоклаз-андезином. Часто совершенно свежий или корродированный карбонатом. Иногда наблюдается альбитизация олигоклаз-

андезина (Рис. 10), видны также идиоморфные регенерированные зерна альбита, реже кварца. В небольшом количестве встречаются зеленоватые округлые зерна глауконита. В некоторых случаях хорошо наблюдается пиритизация обломков, особенно диабаз-порфиритовых пород. Иногда кристаллики пирита наблюдаются и на органических остатках.

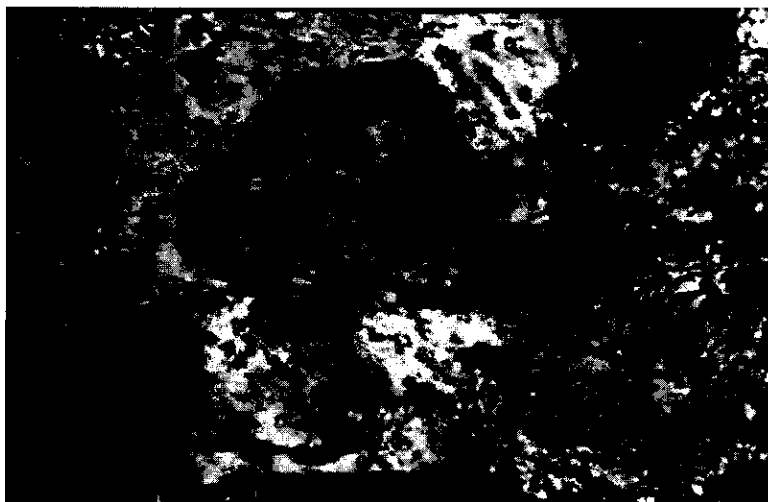


Рис. 10. Альбитизированный олигоклаз-андезин.

Ник+, ув.  $\times 60$ .

Гравелиты аркозово-граувакково-кварцевого состава встречаются в сеномане и реже в маастрихте; состоят из обломков пород кварца и плагиоклаза. Кварц эффузивный, облачный и мозаичный составляет около 40-60% зерен, обычно хорошо окатан. Наблюдаются даже яйцевидные зерна (Рис. 11). Обломки пород представлены кислыми эффузивами и их основной массой, кластолитами слюдисто-кварцевого состава, пелитолитами, органогенными известняками; в небольшом количестве наблюдаются окатанные зерна вулканокластических пород - диабаз-порфиритов (Рис. 12), окатанные также зерна гранитоидов и обломки пегматитовых пород. Цементация обычно базального типа и цемент представлен карбонатом. Часто в цементе наблюдается детрит как микро-, так и макрофауны. Породы секутся прожилками кальцита, реже кварца.

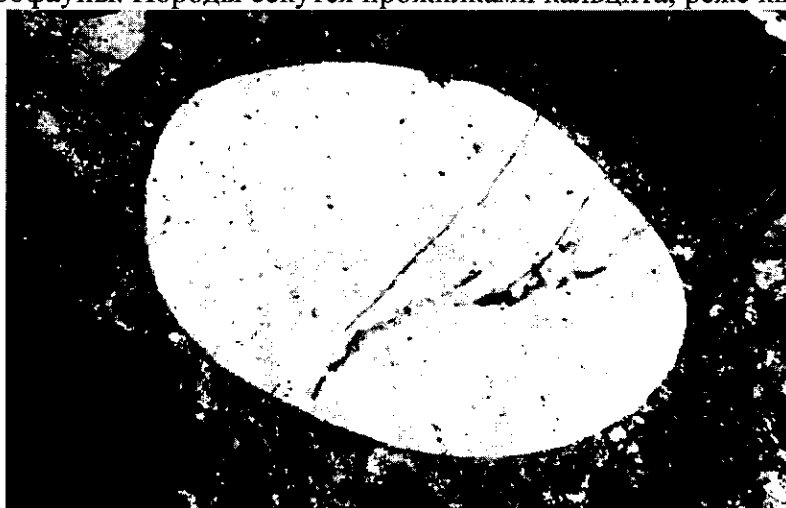


Рис. 11. Яйцевидное зерно кварца из гравелита.

Ник+, ув.  $\times 17$ .





Рис. 12. Зеленые обломки диабазовых пород в маастрихтских брекчиях.  
Ник.+, ув.  $\times 17$

Во всех описанных разновидностях гравелитов развиты процессы вторичных изменений пород, некоторые из них накладывают свой отпечаток также на их внешний облик. Таковыми являются гравитационные изменения, происходящие при воздействии механических сил, что обычно выражается в будинаже – разлинзовании, выклинивании отдельных слоев, а иногда в дроблении пород с последующей цементацией кальцитом или кварцем.

В гравелитах хорошо выражены также процессы внутрислоистых вторичных изменений – кальцитизация, регенерация, растворение, аутигенез и т.д.

Как можно заключить из описаний, в псефитолитах сеномана наблюдаются продукты размыва, в основном, осадочного комплекса - известняков и кластолитов, а также кислого эффузивного комплекса, в небольшом количестве гранитоидов, диабазов, диабаз-порфиритов и их вулканокластолитов. В маастрихтских псефитолитах материал в основном тот же. В отличие от сеноманских, в большом количестве присутствуют известняки (продукты размыва верхнемеловой карбонатной толщи), диабазовые породы и их вулканокластолиты; в меньшем количестве – гранитный материал. Глауконит наблюдается как в сеномане, так и в маастрихте. Следует отметить, что большая часть кварца в сеномане хорошо окатанна и иногда даже дает яйцевидные зерна. Для маастрихтских же пород очень характерна обильная фауна орбитоид, а также своеобразные растительные остатки с новообразованиями кварца и полевого шпата (Рис. 13).

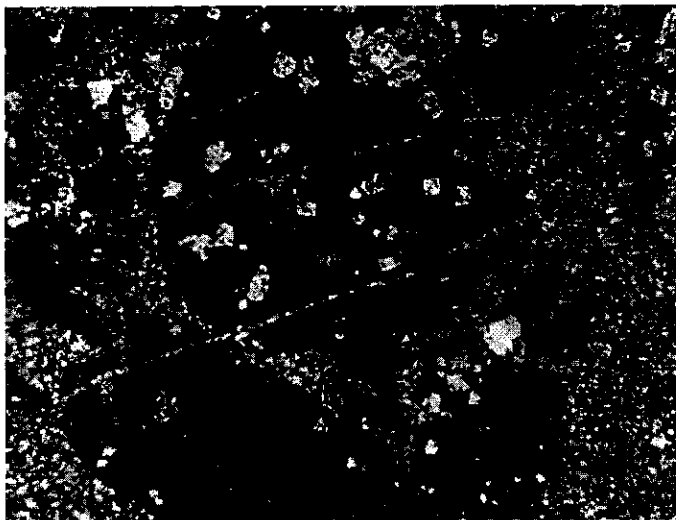


Рис. 13. Аутигенные кристаллы кварца на фитогенных известняковых остатках.  
(Б/а), ув.  $\times 47$ .

## Псаммитолиты

Как верхнеюрские, так и меловые псаммитолиты представлены в основном мелкозернистыми, реже средне- и крупнозернистыми песчаниками. Макроскопически они темные или светлосерые, иногда с красноватым оттенком (в верхнемеловых толщах) толсто- и тонкослоистые, редко сланцеватые породы. На поверхности напластования и сланцеватости часто наблюдаются чешуйки слюды и обуглившиеся растительные остатки. Эти поверхности в большинстве случаев волнистые, реже гофрированные. В песчаниках часто наблюдается полосчатость, что обусловлено параллельным расположением чешуек слюд, обуглившихся растительных остатков и скоплений пирита.

В песчаниках по составу различаются олигомиктовые, полимиктовые и смешанные группы.

Олигомиктовые песчаники представлены слюдистыми плагиоклазово-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми разновидностями. Эти песчаники встречаются как в карбонатном и терригенном флише, так и в верхнемеловых отложениях.

Полимиктовой группе наблюдаются миксто-граувакковые песчаники, развитые почти исключительно в верхнемеловых отложениях.

Смешанная группа представлена аркозово-кварцевыми песчаниками, которыми слагаются, в основном, верхние горизонты (II и III подсветы) терригенного флиша и граувакково-кварцевыми и кварцево-граувакковыми разновидностями; последние развиты в верхнемеловых отложениях.

Слюдистые плагиоклазово-кварцевые песчаники пользуются большим распространением в терригенном флише, в переходящей свите и в верхнемеловых отложениях. Песчаники большей частью мелко- и среднезернистые. Состоят из кварца, полевого шпата, слюды и обломков пород; иногда встречаются единичные зерна циркона, турмалина и титанистых минералов.

Кварц преобладает над всеми компонентами. Встречаются зерна как более или менее изометричной, так и удлиненной формы. Они обычно угловатые, края их часто зазубрены, иногда расплывчатые – сливающиеся с цементом. Угловатая форма зерен в большинстве случаев является результатом процессов вторичных изменений – коррозии, обрастания и регенерации (Рис. 14).



Рис. 14. Регенерированный, с зазубренными краями кварц.  
Ник.+, ув.  $\times 135$ .

Встречается преимущественно облачный, или волнистый кварц. Реже попадаются мозаичный кварц и зерна с нормальным погасанием. Зерна обычно воднопрозрачные; иногда наблюдаются включения мельчайших кристалликов циркона, иголочек рутила, листочков мусковита и нитьевидных образований.

Зерна кварца претерпевают процессы коррозии и, как уже отмечалось, регенерации. Коррозия хорошо видна в песчаниках с карбонатным цементом – в таких случаях карбонат (кальцит) разъедает терригенные зерна кварца. Гидрослюдисто-серицитовый цемент менее агрессивный. При незначительном количестве цемента зерна минералов, непосредственно соприкасаясь друг с другом, образуют конформные, инкорпорационные и микростилолитовые структуры (Рис. 15). Часто наблюдается обрастание терригенных зерен кварца кварцем же.



Рис. 15. Конформно-стилолитовый контакт между зернами кварца.  
Ник.+, ув.  $\times 160$

Следующим по распространению в описанных песчаниках является полевой шпат, представленный преимущественно кислым плагиоклазом, альбитом ( $N_{g^1}=1,536\pm 0,002$ ;  $N_{p^1}=1,527\pm 0,002$ ;  $N_{g^1}-N_{p^1}=0,009$ ) и альбит-олигоклазом ( $N_{g^1}=1,540\pm 0,002$ ;  $N_{p^1}=1,532\pm 0,002$ ;  $N_{g^1}-N_{p^1}=0,008$ ), с углом симметричного погасания  $10-16^\circ$ . Часто встречаются зерна с хорошо заметным тонким полисинтетическим двойникованием (Рис. 16). Они обычно представлены угловатыми обломками неправильной формы; реже встречаются хорошо окатанные зерна.

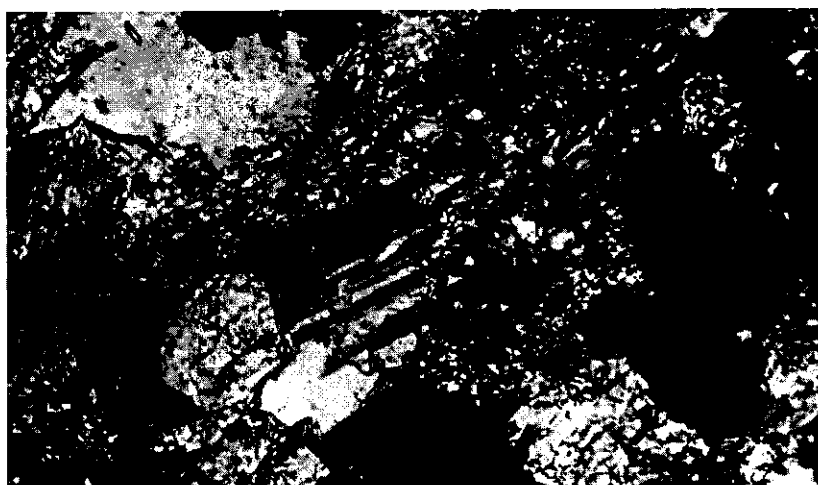


Рис. 16. Обломочное зерно полисинтетически сдвойникового альбита в песчанике, претерпевает коррозию кальцитом.  
Ник.+, ув.  $\times 56$ .

Плагиоклаз в основном свежий, иногда пелитизированный или частично, реже, нацело замещен карбонатом. Изредка встречаются слабосерицитизированные зерна. В изученных песчаниках иногда хорошо видны регенерированные зерна альбита. В некоторых случаях при обрастании альбита не видно кристаллических очертаний, но ясно видно помутневшее обломочное зерно с полисинтетическим двойникованием и совершенно свежая нарощая

часть, в которой полисинтетические двойники согласно продолжают двойники обломочного зерна. В сильно карбонатных песчаниках иногда встречаются идиоморфные кристаллы альбита (Рис. 17), длина которых 0,2-0,3 мм, а ширина – 0,04-0,06 мм.

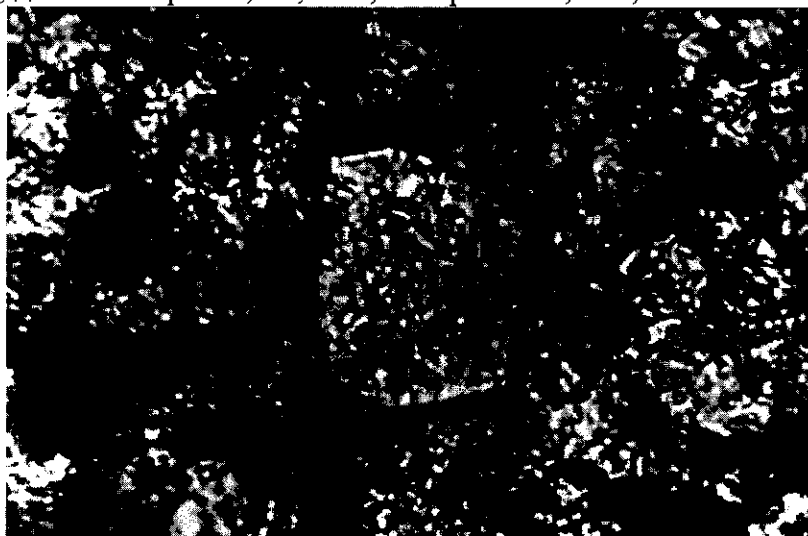


Рис. 17. Идиоморфный кристалл альбита в песчанике.  
Б/а, ув.  $\times 125$ .

В слюдястых плагиоклазово-кварцевых песчаниках большую роль играют слюды, представленные в основном мусковитом, в незначительном количестве измененным мусковитом и хлорит-мусковитом.

Мусковит встречается в виде удлинённых (Рис. 18), иногда деформированных – изогнутых листочков. Обычно они характеризуются высокими цветами интерференции ( $N_{g^1}=1,590\pm 0,002$ ;  $N_{p^1}=1,563\pm 0,002$ ;  $N_{g^1}-N_{p^1}=0,27$ ), иногда же вследствие частичной гидратации эти цвета занижены. Часто удлинённые листочки слюды располагаются в песчаниках субпараллельно. Следует отметить, что скопления слюды нередко наблюдаются и на поверхностях напластования песчаников и алевролитов.



Рис. 18. Мусковит в песчанике.  
Б/а, ув.  $\times 135$ .

Биотит встречается реже и почти всегда гидратизирован, вследствие чего наблюдается значительное занижение как плеохроизма, так и цветов интерференции. Иногда наблюдаются аморфные листочки биотита. Часто хорошо видно “раздутие” биотита и заполнение им поровых пространств. В раздутых листочках биотита видно чередование

пакетов хлорита и мусковита (Рис. 19). Такие образования, как нами отмечалось раньше, являются продуктами изменения биотита и известны под названием “хлорит-мусковита”.



Рис. 19. Листочки “хлорит-мусковита”. Видно чередование пакетов хлорита и мусковита.  
Ник.+, ув.  $\times 120$ .

Листочки хлорит-мусковита обычно округлой формы (Рис. 20) и по размерам часто в несколько раз превосходят размеры остальных зерен песчаников. Они также как и листочки мусковита часто расположены параллельно.

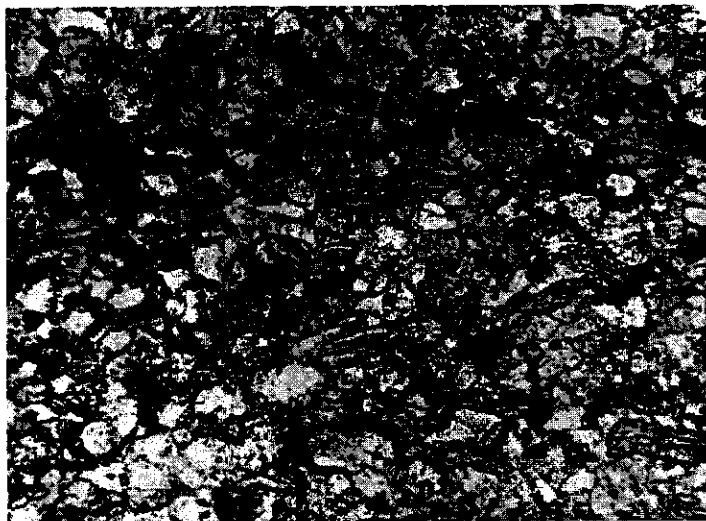


Рис. 20. Листочки округлой формы “хлорит-мусковита” в песчанике.  
Ник.+, ув.  $\times 70$ .

Обломки пород присутствуют в небольшом количестве – до 10% (изредка – 25%). Представлены, в основном, аргиллитами, кристаллическими сланцами, кварцитовидными породами, известняками, изредка обломками кислых эффузивов, слюдисто-кварцевых песчаников и сильно измененными породами, в основном хорошо окатанными.

Цемент описанных песчаников представлен гидрослюдисто-серицитовыми, хлорит-гидрослюдистыми массами и карбонатом. Тип цементации – выполнения пор (реже регенерации), иногда встречается контактовый или базальный. Все виды вышеперечисленного цемента, кроме карбонатного, чешуйчатого или волокнистого строения. Волокнистый цемент иногда обтекает терригенные зерна, корродируя их или срастаясь с ними в виде щеткообразных “выростов”. Эти щеточки (серицита, хлорита и гидрослюды) образуют как бы “перемычки” между зернами, создавая своеобразные структуры.

При цементации песчаников карбонатом, тип цементации крустификационный или базальный. Явления регенерации и разрастания зерен хорошо выражены и в этом случае.

В цементе песчаников часто наблюдаются акцессорные минералы, представленные большей частью мелкими кристалликами циркона, турмалина (Рис. 21) и титановых минералов (Рис. 22). Встречаются также мелкие обуглившиеся растительные остатки и конкреционный пирит, как в виде отдельных микроскопических конкреций, так и в виде небольших линзовидных или сферических скоплений. В верхнемеловых отложениях изредка наблюдается глауконит.



Рис. 21. Почти идиоморфный кристалл турмалина в песчанике.  
Б/а, ув.  $\times 120$ .



Рис. 22. Скопления Ti - минералов в песчаниках.  
Б/а, ув.  $\times 200$ .

П л а г и о к л а з о в о - к в а р ц е в ы е п е с ч а н и к и (Рис. 23) пользуются значительным распространением в низах терригенного флиша, встречаются и в переходящей свите и в верхнемеловых отложениях Шовско-Пасанаурской подзоны. Представлены, в основном, мелкозернистыми разновидностями; в верхнемеловых отложениях встречаются средне- и крупнозернистые песчаники. Слагаются в основном полевым шпатом (кислым плагиоклазом) и кварцем. В незначительном количестве присутствуют слюда и обломки пород. Характер слагающих терригенных комплексов не отличается от вышеописанных; разница лишь в количестве слюды, которая в этом случае присутствует в меньшем количестве, хотя наблюдается как в виде отдельных чешуек, так и в цементе. Хлорит-мусковит здесь почти не встречается. Цемент в большинстве случаев карбонатный.

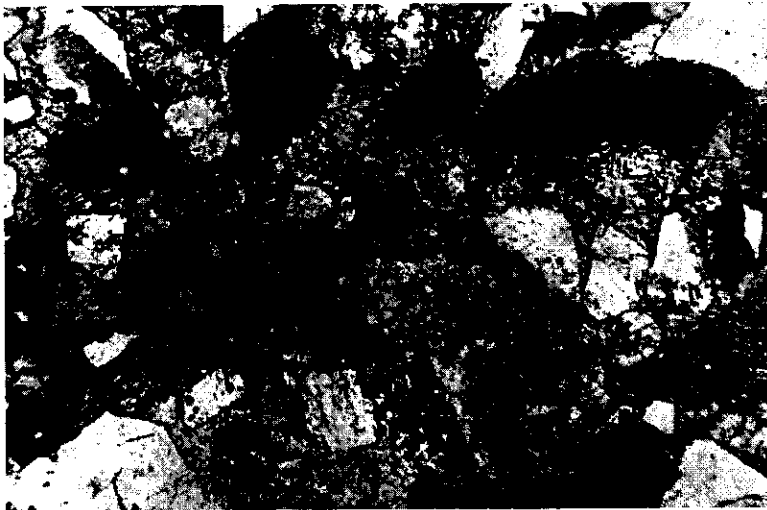


Рис. 23. Плагиоклазово-кварцевый песчаник.  
Б/а, ув.  $\times 47$ .

Слюди́сто-кварцевые песчаники (Рис. 24), в основном, мелкозернистые и распространены только в терригенном флише. По характеру терригенных компонентов совершенно аналогичны вышеописанным песчаникам. Разница лишь в том, что здесь в максимальном количестве встречается слюда всех разновидностей — как в виде составляющего компонента, так и в цементе, тогда как плагиоклаз имеет совершенно подчиненное значение. В этих песчаниках наряду с гидрослюди́сто-серицитовым цементом встречаются и гидрослюди́сто-хлоритовые участки. Здесь хлорит представлен как магнезиальными (пенин  $n \geq 1,586$ ), так и железистыми (рипидолит  $n \geq 1,613$ ) разновидностями. Следует отметить, что часто листочки слюды и хлоритовые массы обогащены пиритом, иногда частично перешедшим в гидроокислы железа.

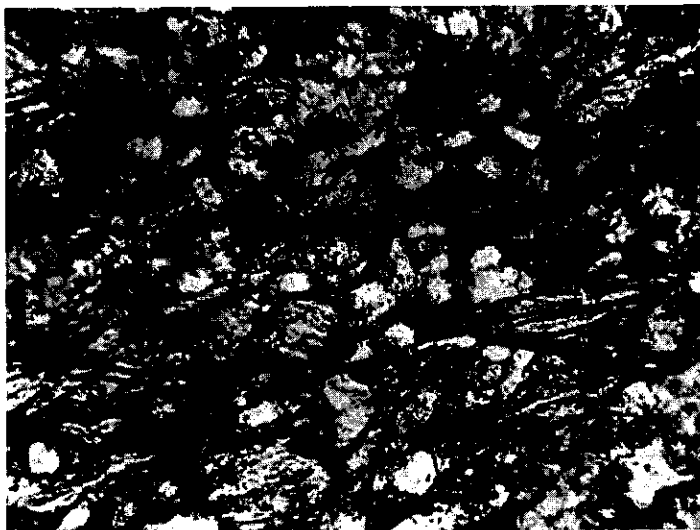


Рис. 24. Слюди́сто-кварцевый песчаник.  
Б/а, ув.  $\times 35$ .

Из группы полимиктовых песчаников, как нами было отмечено выше, в исследуемом комплексе исключительно в верхнемеловых отложениях Жинвальско-Гомборской подзоны пользуются большим распространением микстогравяковые песчаники. Представлены в основном крупно- и среднезернистыми разновидностями. Состоят из окатанных обломков пород, кварца и полевого шпата.

Обломки пород представлены: порфиритами и их основной массой, альбитофирами и их основной массой, алевролитами, пелитолитами, органогенными и органогенно-детритовыми известняками. Большинство обломков пород заметно окатанны и изменены;

порфириды и их основная масса часто хлоритизированы и лимонитизированы. Кварц большей частью эффузивный, с нормальным погасанием. Иногда встречаются волнистые и мозаичные обломки; редко наблюдаются угловатые зерна; часто они корродированы карбонатом; видны также и регенерированные зерна кварца. Полевые шпаты встречаются в небольшом количестве и представлены альбит-олигоклазом. Реже попадаются зерна андезин-лабрадора.

Цементация песчаников миксто-грауваккового состава базального типа или типа выполения пор. Цементирует мелкозернистый карбонат. Видны единичные зерна циркона и турмалина. В значительном количестве присутствуют скопления рудного минерала.

Наибольшим распространением из песчаников с м е ш а н н ы х г р у п п пользуются аркозово-кварцевые песчаники. Они слагают большую часть терригенного флиша (II и III подсвиты); единичные слои встречаются в низах карбонатного флиша, а в верхнемеловом флише почти совершенно отсутствуют. Эти песчаники, в основном, мелкозернистые, иногда среднезернистые и состоят из кварца, полевого шпата, листочков слюды и обломков пород. Кварц преимущественно облачный, встречаются и эффузивные зерна. Изредка наблюдаются в них мельчайшие включения циркона, рутила, мусковита и др. минералов. Большинство зерен кварца претерпевают процессы растворения и регенерации. Полевые шпаты представлены альбитом, альбит-олигоклазом и калишпатом. Плаггиоклазы почти не отличаются от плаггиоклазов вышеописанных олигомиктовых песчаников. Калишпат же, в основном, представлен решетчатым микроклином (Рис. 25), реже встречается ортоклаз. Иногда попадаются окатанные зерна микропертита (Рис. 26). Зерна калишпата большей частью водянопрозрачные, иногда помутневшие – слабо пелитизированные ( $Ng^1=1,530\pm 0,001$ ;  $Np^1=1,522\pm 0,001$ ;  $Ng^1 - Np^1=0,008$ ); реже они слабо корродированы карбонатом.

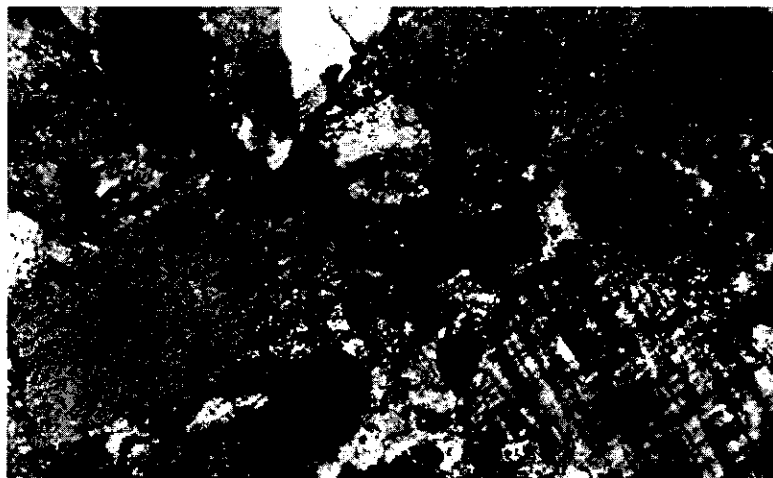


Рис. 25. Решетчатый микроклин в аркозово-кварцевом песчанике.  
Ник. +, ув.  $\times 120$ .

Слюда представлена большей частью листочками мусковита, которые часто значительно гидратизированы. Иногда удлиненные листочки, зажатые между зернами песчаника, к концам расширяясь, образуют веерообразные, похожие на гидрослюды, формы.

Обломки пород присутствуют здесь в незначительном количестве (до 10%). Представлены главным образом слюдисто-серицитовыми сланцами, кварцитами и измененными обломками; все обломки носят следы окатывания.





Рис. 26. Обломочное зерно микропертита в аркозово-кварцевом песчанике.  
Ник.+, ув.  $\times 120$ .

Цемент этих песчаников, в основном, гидрослюдисто-серицитовый, реже – карбонатный. Цементация контактового типа или типа выполнения пор. В случае карбонатного цемента тип цементации – базальный. Цемент часто корродирует обломочные зерна минералов.

Граувакково-кварцевые песчаники встречаются в верхнемеловых отложениях, а в карбонатном и терригенном флишах исследованного региона нами не встречены вовсе. Граувакковая часть представлена преимущественно седименто-кластическими материалами – обломками пелитолитов, пелит-алевролитов, алевролитов, известняков и известняковых водорослей; изредка встречаются единичные зерна измененных порфиритов. Обломки пород большей частью окатанны, карбонатизированы и хлоритизированы. В этих песчаниках главную роль играют угловатые зерна эффузивного кварца. В незначительном количестве встречается плагиоклаз альбит-олигоклазового и олигоклаз-андезинового составов. Большая часть кристаллов создают впечатление аутигенных. Иногда они нацело замещены карбонатом. Наблюдаются единичные листочки мусковита и биотита, а также зерна глауконита.

Цементация граувакково-кварцевых песчаников обычно контактового и порового, реже базального типа. Последний тип свойственен карбонатному цементу. Цементирующим материалом большей частью является карбонат-кальцит; наблюдаются и гидрослюдисто-серицитовые и хлорит-гидрослюдистые цементирующие массы.

Надо отметить, что эти песчаники более крупнозернистые, чем другие разновидности (не считая миксто-граувакковых) и относятся к среднезернистым песчаникам.

Кварцево-граувакковые песчаники встречаются только в верхнемеловых отложениях. В отличие от граувакково-кварцевых, содержат большое количество (немного больше 50%) обломков пород.

Следует отметить, что явления эпигенетического изменения пород (растворение зерен, регенерация, конформные, инкорпорационные и микростиллолитовые структуры) более или менее развиты во всех разновидностях песчаников, почти во всем исследованном регионе. Наиболее ярко выражены и чаще встречаются во всех разрезах терригенного флиша

Для исследования химизма вышеописанных пород были изучены образцы олигомиктовых (плагиоклазово-кварцевого и слюдяного плагиоклазово-кварцевого состава) и смешанных групп (аркозово-кварцевых) песчаников (Табл. 1). Анализируя данные можно заключить, что псаммитолиты верхнеюрских и меловых флишевых отложений характеризуются повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  (до 75%), что объясняется присутствием в этих породах в значительном количестве терригенных, а также аутигенных зерен кварца. В значительном количестве присутствуют также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ ; повышенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$

(до 15%), по-видимому, в основном связано с цементом глинисто-серицитового состава, а двухвалентное железо – с пиритом. Цемент карбонатных песчаников – кальцит, на что указывает повышенное процентное содержание СаО и потери при прокаливании образца.

Таблица 1

Химический состав псаммитолитов и алевролитов (в %)

№ обр.	97	104	1107	121	55	239	154	21	242	1239	113	1146	267
	Порода			Слюдястый			Аркозово-			Слюдястый		Плагноклазово-	
Место взятия	Плагноклазово- кварцевый песчаник			плагноклазово- кварцевый песчаник			кварцевый песчаник			плагноклазово- кварцевый алевролит		Плагноклазово- кварцевый алевролит	
	ущ.р.Риони	ущ.р.Риони	ущ.р.Лидахви	ущ.р.Риони	ущ.р.Риони	ущ.р.Арагви	ущ.р.Ксани	ущ.р.Риони	ущ.р.Арагви	ущ.р.Лидахви	ущ.р.Риони	ущ.р.Лидахви	ущ.р.Арагви
SiO <sub>2</sub>	74,98	60,50	52,43	63,86	69,46	72,30	74,36	74,06	72,23	66,08	63,88	58,70	53,85
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,23	0,39	0,60	0,40	0,27	0,32	0,25	0,25	0,72	0,47	0,52	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	7,31	11,25	15,74	12,53	12,96	12,16	12,43	12,18	15,56	15,48	9,24	11,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	1,74	0,32	0,01	3,10	2,56	0,02	2,04	3,17	0,86	4,21	0,62	0,36
FeO	1,91	1,26	1,79	3,62	1,08	0,81	1,91	1,44	1,62	5,10	2,16	3,80	3,56
MnO	0,03	0,14	0,25	0,05	0,07	0,07	0,04	0,03	0,07	0,03	0,03	0,29	0,18
CaO	2,10	13,20	13,17	2,15	2,23	1,39	1,35	0,65	0,92	0,29	1,27	11,04	12,52
MgO	2,59	0,08	1,58	2,66	1,66	1,08	1,37	1,40	1,34	2,95	2,08	2,23	1,58
Na <sub>2</sub> O	3,52	2,50	2,75	1,82	2,70	2,40	1,50	1,80	2,50	1,75	1,50	2,02	1,90
K <sub>2</sub> O	1,22	0,55	1,95	2,87	2,30	2,20	4,13	4,00	2,60	2,09	3,70	0,43	0,30
SO <sub>3</sub>	0,61	0,44	0,31	1,46	0,24	сл.	0,68	сл.	сл.	0,20	сл.	0,47	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,18	0,43	0,15	0,17	0,15	0,14	0,18	0,16	0,49	0,15	0,35	0,27
H <sub>2</sub> O	0,24	10,95	0,37	0,22	3,83	1,86	0,14	1,56	2,07	0,70	3,92	0,20	9,95
ппп	1,78	0,21	13,03	4,66	0,53	0,92	2,06	0,24	0,69	3,26	0,98	10,12	7,20
Σ	100,03	99,29	100,05	99,87	100,30	98,97	100,18	100,08	99,80	100,08	99,83	100,03	103,78
Аналитик	А.Латария												

Сравнительно повышенное содержание K<sub>2</sub>O в аркозово-кварцевых песчаниках объясняется присутствием в этих породах калишпата.

Химические анализы граувакковых песчаников нами не приводятся, т.к. химизм этих пород в данном случае для их характеристики не имеет существенного значения.

### Алевролиты

А л е в р о л и т ы пользуются наибольшим распространением в исследованных отложениях. Сравнительно чаще встречаются в терригенном флише и в верхних горизонтах карбонатного флиша; единичные прослойки попадаются и во всей карбонатной свите.

Алевролиты - темносерые, реже светлосерые тонкослоистые иногда рассланцованные породы. Они часто полосчатые и на поверхности напластования иногда наблюдаются скопления чешуек слюды. По составу большей частью олигомиктовые и представлены слюдистыми плагноклазово-кварцевыми (Рис. 27) и слюдисто-кварцевыми разновидностями; в незначительном количестве встречаются алевролиты аркозово-кварцевого состава.

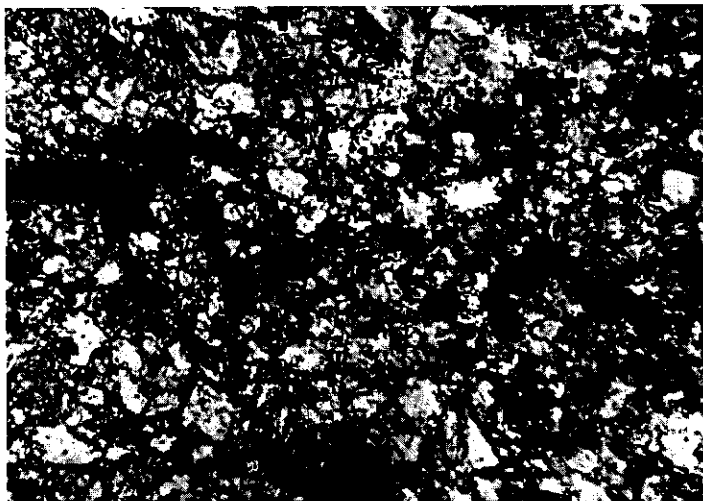


Рис. 27. Плагноклазово-кварцевый алевролит.  
Ник. +, ув.  $\times 57$ .

Все эти разновидности в основном аналогичны одноименным разновидностям песчаников; разница лишь в размере зерен (не превышают 0,1 мм) и в количестве цемента. Цементация в основном базального типа. Цемент представлен большей частью гидрослюдисто-серицитовыми массами, часто встречается карбонатный цемент (Рис. 28.). Здесь наблюдается сравнительно большее количество скоплений пирита, чешуек слюды и обуглившихся растительных остатков, что и обуславливает макро- и микрополосчатые текстуры в алевролитах. Терригенные зерна алевролитов менее окатанны, чем в песчаниках.

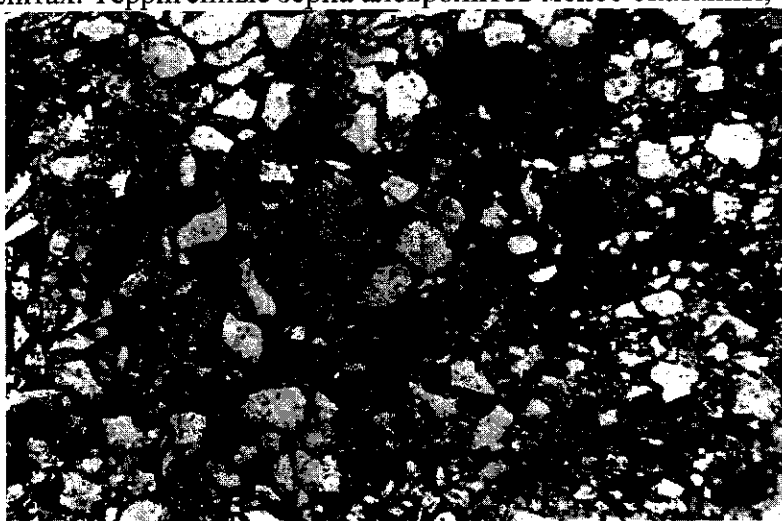


Рис. 28. Слюдистый плагноклазово-кварцевый карбонатный алевролит.  
Б/а, ув.  $\times 57$ .

Эти породы и по химическому составу (Табл. 1) почти не отличаются от вышеописанных песчаников; повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  здесь тоже обусловлено присутствием кварца в значительном количестве;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  связан в основном с глинисто-серицитовым цементом, а двухвалентное железо – с пиритом. Повышенное процентное содержание  $\text{CaO}$  (11, 04%) в некоторых случаях указывает на то, что цемент карбонатных алевролитов представлен в основном кальцитом.

Анализ распределения в вертикальном разрезе псаммитолитов и алевролитов нижнемеловых терригенных флишевых отложений исследованного региона позволяет выделить три минеральные ассоциации, характеризующие определенные горизонты изученного флишевого комплекса:

I. Нижний горизонт нижнемелового терригенного флиша представлен ассоциацией олигомиктовых, в основном плагноклазово-кварцевых песчаников. Характерными чертами

этой ассоциации являются: значительное содержание кварца, наличие свежего альбита и альбит-олигоклаза, граната, типичной ассоциации гранитоидных пород – циркона, турмалина и рутила, мусковита и биотита и отсутствие микроклина и ортоклаза.

Наличие перечисленных минералов указывает на то, что источником питания отмеченной ассоциации служила суша, сложенная плагиогранитами и осадочными породами обогащенными кварцем, и что продукты разрушения этих пород не подвергались сколько-нибудь значительному химическому разложению.

II. Следующий горизонт представлен ассоциацией аркозово-кварцевых песчаников. В отличие от первого горизонта для ассоциации аркозово-кварцевых песчаников характерны: меньшее содержание кварца и наличие значительного количества калиевых полевых шпатов (до 21%), дающее основание предполагать разрушение микроклиновых гранитов.

III. Верхние горизонты терригенного флиша представлены ассоциацией слюдистых плагиоклазово-кварцевых песчаников, для которой, в отличие от вышеописанных ассоциаций, характерно большое содержание слюды и почти полное отсутствие калишпата. Это обстоятельство указывает на то, что в процессе накопления этих отложений существенную роль играл материал размыва осадочного комплекса обогащенного слюдой.

### Пелитолиты

Пелитолиты в исследованных флишевых отложениях пользуются большим распространением. В основном они слагают терригенный флиш; в карбонатной и в переходящей свитах, а также в верхнемеловых отложениях играют подчиненную роль. По составу и характеру строения они во всех свитах одинаковы, поэтому мы их описываем вместе.

Пелитолиты в изученных отложениях представлены тонкослоистыми и сланцеватыми аргиллитами. Макроскопически они серые, темносерые, иногда черные породы; в воде не растворяются; при ударе расщепляются на тонкие пластины; на поверхностях сланцеватости часто имеют шелковистый блеск. В аргиллитах по размерам составных частей различаются следующие структурные типы: пелитовый, алевро-пелитовый и псаммит-пелитовый, а по микроструктуре – спутанно-волокнистые, ориентированно-чешуйчатые и спутанно-чешуйчатые аргиллиты. Спутанно-волокнистые аргиллиты представлены бледно-зеленоватыми пелитовыми массами. При скрещенных николях беспорядочно расположенные тонкие волокна поочередно гаснут и просветляются. Пелитовая масса имеет высокую интерференционную окраску. Показатель преломления ориентированного агрегата пелитовой (<0,001) фракции  $N_g^1=1,579\pm 0,002$ ;  $N_p^1=1,565\pm 0,002$ .

Ориентированно-чешуйчатые аргиллиты представлены почти бесцветными, прозрачными, параллельно расположенными чешуйками. Интерференционная окраска сравнительно низкая. Показатели преломления ориентированных агрегатов этих аргиллитов  $N_g^1=1,548\pm 0,002$ ;  $N_p^1=1,572\pm 0,002$ .

Спутанно-чешуйчатые аргиллиты (Рис. 29) представлены зеленовато-серыми беспорядочно расположенными чешуйками слюдистых и слюдоподобных минералов с высокими интерференционными цветами. Показатели преломления  $N_g^1=1,586\pm 0,002$ ;  $N_p^1=1,572\pm 0,002$ .

Часто встречаются смешанные текстурные типы – чешуйчато-волокнистый и т.д. Большая часть изученных аргиллитов как бы пронизана своеобразными “микроиглочками” рутила и органического вещества. Для аргиллитов характерна микрополосчатость, вызванная ориентированными в одном направлении скоплениями бурого органического вещества и листочками слюды; органическое вещество часто замещается пиритом. Иногда вокруг пиритовых скоплений развита каемка волокнистого кварца (Рис. 30), кальцита, или волокнистого же слюдоподобного прозрачного минерала с низкими цветами интерференции и показателем преломления –  $1,560\leq n < 1,564$  (гидрослюда).

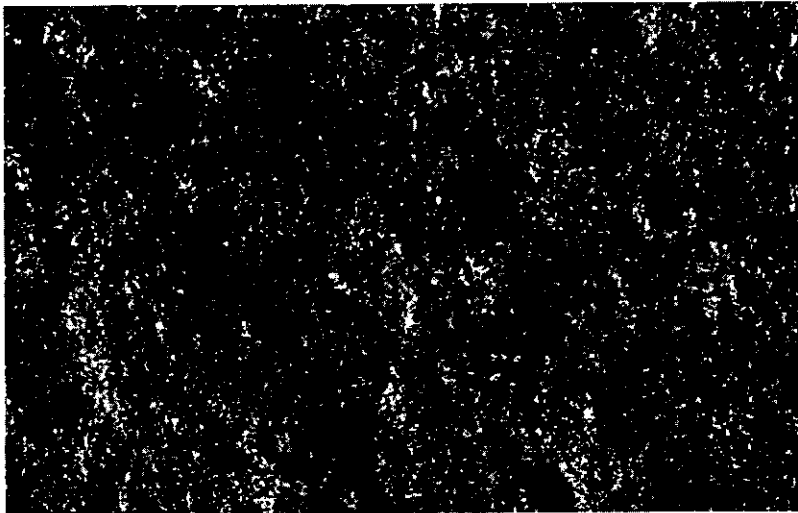


Рис. 29. Спутанно-чешуйчатый аргиллит.  
Ник. +, у.  $\times 47$ .



Рис. 30. Скопления пирита с каемкой волокнистого кварца.  
Б/а, ув.  $\times 17$ .

В аргиллитах встречаются длиннопризматические кристаллы (до 0,01 мм) апатита и турмалина. Иногда встречаются псаммитовые зерна аутигенного альбита (Рис. 31), которые большей частью идиоморфны. Наблюдаются также регенерированные терригенные зерна альбита. В исследованных пелитолитах иногда встречается пелитоморфный кальцит (до 12%) и мелкокристаллический сидерит.

Для изучения минералогического состава аргиллитов верхнеюрских и меловых флишевых отложений Шида Картли и басс. р. Арагви нами проведены рентгеноструктурные исследования пелитовых ( $<0,001$  мм) фракций некоторых образцов (для наглядности приводим дифрактограммы только из одного разреза) (Рис. 32). По рентгенографическим данным аргиллиты изученных отложений по всему разрезу почти не отличаются друг от друга и представлены в основном диоктаэдрической слюдой и триоктаэдрическим хлоритом. Характерные базальные рефлексы гидрослюды на ориентированных дифрактограммах пелитовой фракции исследованных аргиллитов следующие:  $d_{001}=9,94-10,26\text{\AA}$ ;  $d_{002}=4,88-4,99\text{\AA}$ ;  $d_{003}=3,33-3,35\text{\AA}$  и т.д. Эти рефлексы наблюдаются почти во всех рентгеноструктурных анализах изученных образцов. Значение отражения 060, которое равно  $1,497-1,506\text{\AA}$  указывает на диоктаэдрическое строение исследуемого минерала.



Рис. 31. Псаммитовое зерно аутигенного альбита в пелитоците.  
Ник. +, ув.  $\times 135$ .

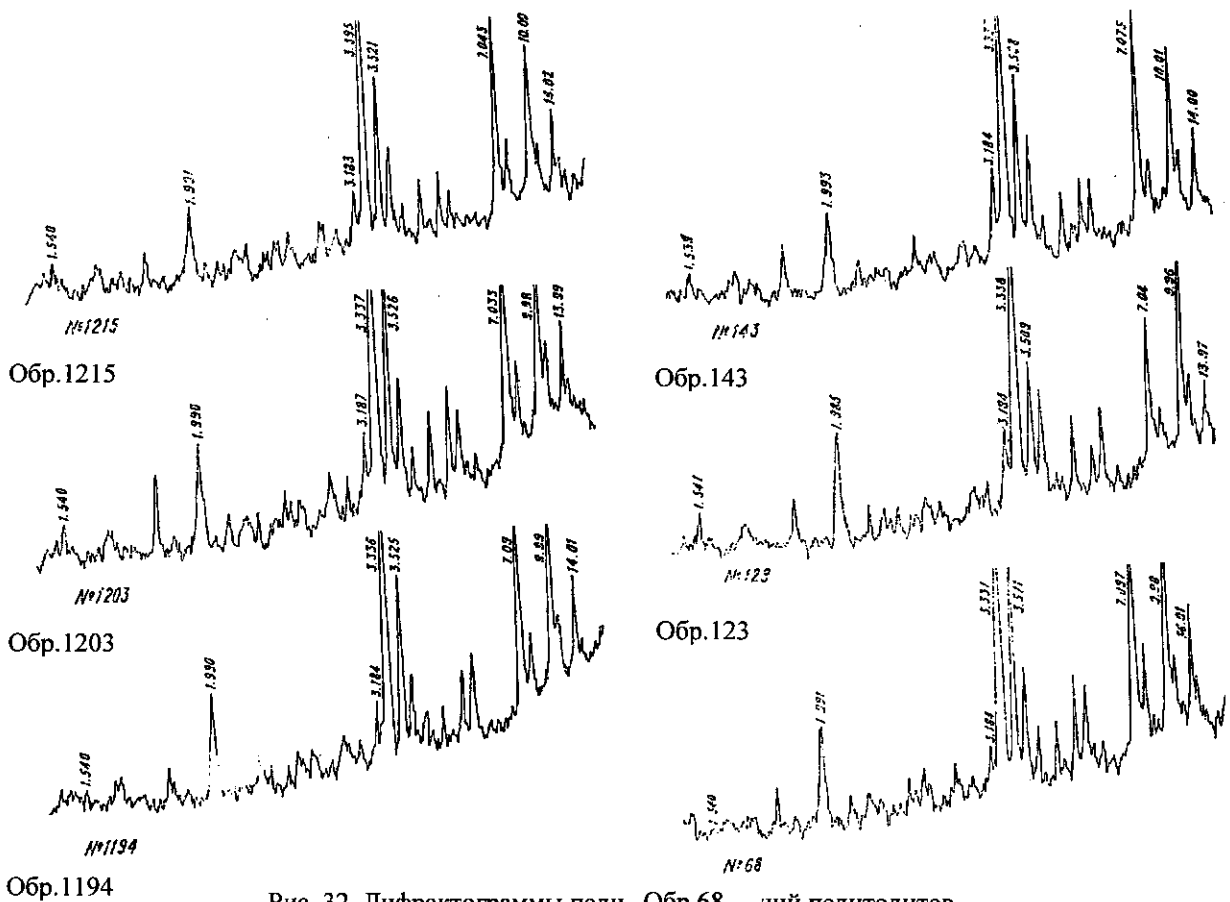


Рис. 32. Дифрактограммы пели Обр. 68 ций пелитолитов  
верхнеюрско-меловых флишевых отложений.

Присутствие хлорита в аргиллитах установлено рефлексами:  $d_{001}=13,77-14,50\text{\AA}$ ;  $d_{002}=7,0-7,8\text{\AA}$ ;  $d_{003}=4,62-4,75\text{\AA}$ ;  $d_{004}=3,50-3,53\text{\AA}$ ;  $d_{005}=2,81-2,85\text{\AA}$ ; и  $d_{060}=1,537-1,523\text{\AA}$ . При прокаливании образцов до  $550-600^\circ$  интенсивность базальных рефлексов  $d_{002}$ ,  $d_{003}$ ,  $d_{004}$  и  $d_{005}$  слабеет или совсем исчезает, а  $d_{001}$  усиливается, что характерно для хлоритов.

Хлорит триоктаэдрический, на что указывает  $d_{060}=1,537-1,543\text{\AA}$  и представлен железомagneзиальной разновидностью. По классификации хлоритов, основанной на парагенетическом принципе, хлориты изученных аргиллитов попадают в подгруппу рипидолитов (Рис. 33), на что указывает то обстоятельство, что в исследованных образцах железистость

$(Fe = \frac{\sum Fe}{Fe^{+2} + MgO})$  равна 25-35 атомн.%, а значение Si колеблется в пределах 2,4-2,8. В эту

подгруппу К.Б.Кежежинскас (1965) относит хлориты из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов. При обработке образцов с 10% HCl характерные пики хлоритов исчезают, что исключает присутствие каолинита в этих образцах.



Рис. 33. Классификация хлоритов, основанная на парагенетическом принципе (Кежежинскас, 1965).

1. Область распространения хлоритов из пелитолитов верхнеюрских и меловых флишевых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны.

В изученных аргиллитах кроме вышеописанных главных составных минералов в виде примесей присутствуют и другие минералы – кварц ( $d_{1011}=3,33-3,35\text{Å}$ ;  $d_{1123}=1,813-1,817\text{Å}$ ;  $d_{2131}=1,537-1,543\text{Å}$ ), пирит ( $d_{311}=1,623-1,635\text{Å}$ ;  $d_{200}=2,68\text{Å}$ ), кальцит ( $d_{112}=3,002-3,003\text{Å}$ ;  $d_{213}=1,868-1,877\text{Å}$ ) и плагиоклаз ( $d_{040}=3,18-3,22\text{Å}$ ;  $d_{201}=4,04-4,10\text{Å}$ ;  $d_{131,222}=2,97-2,92\text{Å}$ ).

Термическое исследование пелитовых фракций исследуемых аргиллитов подтверждает рентгеновские данные (Рис. 34). Кривые нагревания пелитовых фракций аргиллитов верхнеюрских и меловых отложений почти не отличаются друг от друга. На всех термограммах наблюдается тенденция потери межслойной воды в интервале 100-300°C, которая характерна для гидрослюд. Слабая интенсивность низкотемпературного эндотермического эффекта в аргиллитах объясняется повышением степени метаморфизма в породах. Следующий эндотермический эффект наблюдается в интервале 560-610°C; при этом, в решетке гидрослюд происходит потеря "ОН" воды, выделяется первая порция конституционной воды в хлоритах, а в интервале 690-800°C хлориты теряют вторую порцию конституционной воды. Почти во всех термограммах отмечается экзотермический эффект в интервале 330-650°C, что, по-видимому, связано с окислением двухвалентного железа и обуглившимися растительными остатками. При рассмотрении кривых потери веса выяснилось, что в гидрослюдах потеря межслойной воды начинается при 100-200°C, которая постепенно продолжается до 550°C, а в интервале 500-600°C на кривых наблюдается процесс резкой потери веса, что можно объяснить процессом потери конституционной воды в гидрослюдах и хлоритах, а выше 700°C происходит постепенное выделение остаточной гидроксильной воды в этих же минералах.

Выяснилось, что пелитовые фракции аргиллитов в большом количестве содержат  $Al_2O_3$  (до 25,32%),  $K_2O$  (до 5,76%). Это объясняется присутствием в породах гидрослюд. Повышенное содержание  $MgO$  (до 3,60%) и  $FeO$  (до 4,66%), по-видимому, объясняется наличием хлорита. При этом соотношение  $FeO$  и  $MgO$ , которое равно в среднем 1,5, дает возможность отнести эти хлориты к железо-магнезиальному типу – к рипидолитам.

С целью изучения химизма аргиллитов нами были анализированы пелитовые фракции – 19 образцов (Табл. 3).

Таблица 2

## Химические анализы пелитолитов меловых флишевых отложений Шида Картли (в %)

№ обр.	3336	3313	3308	3289	2752	2436	2052	2909	1194	1203	1215	
Место взятия	В/Г дорога				ущ. р.Меджуда	ущ. р.Грамула	ущ. р.Кешельта -дон	ущ. р.Ксани	ущ. р.Козы-дон			
Возраст	Сенон	Сеноман		Альб		Апт-альб			Готерив-баррем			
SiO <sub>2</sub>	54,88	62,12	54,44	65,05	60,12	66,12	69,62	63,61	51,40	60,28	58,00	
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,48	0,52	0,60	0,52	0,32	0,52	0,57	1,09	0,67	0,76	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,91	12,65	14,13	14,03	14,93	10,35	15,94	13,31	25,35	20,92	20,20	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	1,88	3,57	1,79	4,31	0,52	0,47	0,37	0,81	0,52	1,02	
FeO	3,78	2,33	0,63	0,94	0,84	2,94	1,68	2,87	4,66	4,38	4,65	
MnO	0,04	0,37	0,02	0,11	0,53	1,10	1,12	0,21	0,06	0,04	0,61	
CaO	3,91	4,59	7,15	0,67	2,83	6,34	0,27	4,55	0,30	0,45	0,75	
MgO	2,66	2,59	2,44	2,88	2,73	2,59	1,87	2,16	3,60	2,66	3,24	
Na <sub>2</sub> O	0,99	0,97	3,80	1,48	1,16	0,85	0,95	1,23	1,06	0,85	1,12	
K <sub>2</sub> O	4,47	0,72	0,22	2,78	2,82	1,36	0,96	2,02	5,76	4,21	4,05	
SO <sub>3</sub>	0,61	0,68	0,61	0,54	0,40	0,54	0,34	0,82	0,54	0,54	0,68	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,07	0,20	0,26	0,22	0,16	0,13	0,40	0,31	0,31	0,12	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,24	1,04	3,32	2,64	2,84	0,82	1,76	1,12	0,48	0,34	0,42	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,80	7,80	9,24	4,52	5,96	6,90	3,64	6,72	4,60	3,94	4,38	
Σ	100,40	98,29	100,29	100,29	100,21	100,94	101,27	99,96	100,02	100,11	100	
Аналитик	А.Латария											

№ обр.	1100	1102	1104	1130	3249	3258	3259	3237	Средняя из 19 образцов	
Место взятия	ущ.р.Джеджора				В/Г дорога					
Возраст	Готерив-баррем									
SiO <sub>2</sub>	58,82	57,54	58,85	61,70	54,33	48,41	59,04	55,66	58,95	
TiO <sub>2</sub>	0,48	1,27	0,49	0,95	0,52	0,60	0,60	0,54	0,64	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,71	20,23	18,86	18,02	13,92	14,09	16,08	14,96	16,50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	1,85	0,84	3,68	5,50	5,51	5,05	4,51	2,28	
FeO	4,04	4,14	3,74	3,24	3,22	2,77	3,28	2,79	3,10	
MnO	0,13	0,21	0,29	0,07	0,06	0,08	0,04	0,04	0,27	
CaO	2,09	1,26	1,88	1,01	0,10	9,16	2,50	6,25	3,27	
MgO	3,08	1,70	2,15	1,89	2,45	2,78	1,88	1,96	2,49	
Na <sub>2</sub> O	1,43	1,95	1,53	1,98	1,28	1,33	1,66	1,59	1,43	
K <sub>2</sub> O	4,69	5,30	4,53	3,84	3,51	3,02	3,57	3,66	3,34	
SO <sub>3</sub>	0,27	0,06	0,20	сл.	0,70	0,70	-	-	0,43	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,01	0,36	0,01	0,13	0,17	0,16	0,13	0,19	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,63	0,19	0,87	0,19	0,88	0,38	0,92	0,32	1,18	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	4,63	3,99	5,59	3,17	7,72	11,38	5,56	7,92	6,08	
Σ	100,24	99,70	100,18	99,75	94,32	100,38	100,34	100,33	100,15	
Аналитик	А.Латария									



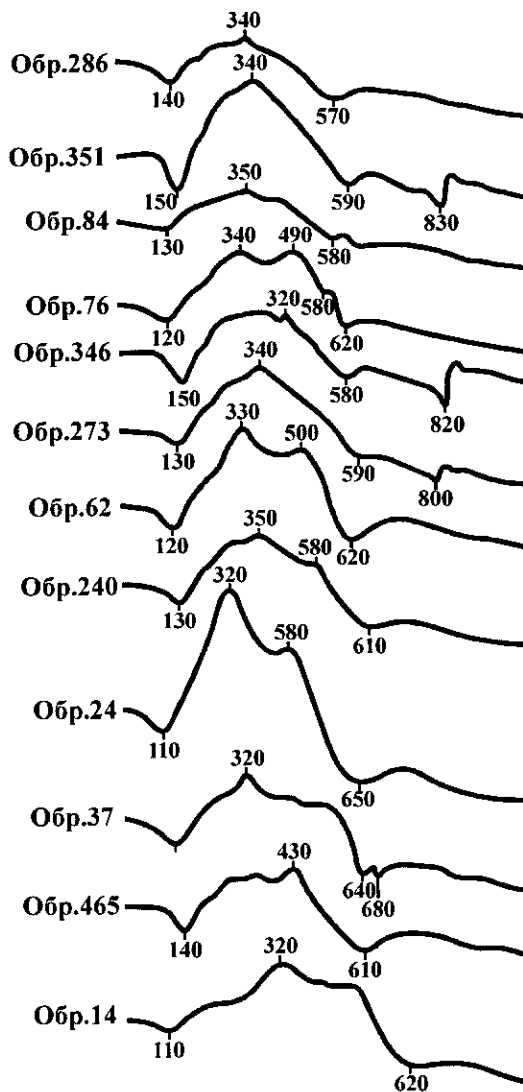


Рис. 34. Термограммы пелитовых фракций сланцеватых аргиллитов.

Обр.14; 465 - разрез у с.Пасанаури, готерив-баррем; обр. 37; 24, 240 - Военно-Грузинская дорога, апт-альб; обр. 62; 273,346, 76 - ущ. р.Междуда, альб; обр. 84; 351 - Военно-Грузинская дорога, сеноман; обр. 286 - Военно-Грузинская дорога, сенон.

Химический состав изученных образцов, как видно из таблицы, более или менее сходный с типичными глинистыми породами гидрослюдистого состава; исходя из этого надо предполагать, что в аргиллитах флишевых отложений преобладают гидрослюды. На это же указывают рентгеноструктурные данные, где рефлексы гидрослюды интенсивнее, чем хлоритов. Основываясь на этом, мы пересчитали некоторые химические анализы на кристаллохимические формулы. Средние из структурных формул типа гидрослюд следующие:

$(K_{0,42}Na_{0,17}[H_3O]_{0,24}Ca_{0,15})_{0,99}(Mg_{0,28}Fe_{0,26}Al_{1,32}Ti_{0,04})_{1,90} \times [OH]_2 [Si_{3,50}Al_{0,50}O_{10}] \times 0,38H_2O$ , где межслойные катионы в основном представлены калием, образование которого вызвано замещением Si алюминием в тетраэдрической координации. В октаэдрической координации главную роль играет алюминий, присутствуют также Mg, Fe и Ti. Сумма октаэдрических катионов приблизительно равна 2. Надо отметить наличие в незначительном количестве адсорбционной воды.

Таким образом, при изучении пелитолитов верхнеюрских и меловых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа нами установлено, что аргиллиты флишевых отложений разных структур и текстур по составу почти однородные и представлены, в основном, диоктаэдрической слюдой и триоктаэдрическим хлоритом; в виде примесей присутствуют кварц, плагиоклаз, пирит и кальцит.

## Карбонатные породы

Карбонатные породы, распространенные в верхнеюрских и меловых флишевых отложениях исследованного региона, представлены известняками, мергелями и терригенно-карбонатными образованиями. Они являются основными слагающими породами карбонатного флиша верхней юры. В терригенном флише нижнего мела встречаются редко, в виде отдельных слоев. В верхнемеловом флише они доминируют в карбонатной части разрезов. Датированные турон-сеноном горизонты маргалитис-кльде и эшмакис-хеви играют подчиненную роль. Изученные карбонатные породы отличаются по вещественному составу и генезису.

Группируя эти породы по генетическому признаку среди известняков верхнеюрского и мелового флиша, выделены: органо-генный, хемогенный и обломочный типы. Во всех отмеченных типах по структуре различаются - яснозернистые и микрозернистые (пелитоморфные) разновидности. Яснозернистые по величине слагающих зерен, в свою очередь, делятся на среднезернистые и мелкозернистые. Следует отметить, что в исследованных отложениях последние (т.е. мелкозернистые) пользуются наиболее широким распространением.

По величине слагающих частиц таким же образом подразделяются и мергели. Среди мергелей господствующими являются микрозернистые разновидности.

### Известняки

Органо-генные известняки пользуются широким распространением в верхнемеловых отложениях – в горизонтах маргалитис-кльде, эшмакис-хеви и орбитоидной свите (tur, con+snt, mst); в малом количестве встречаются в верхнеюрском карбонатном флише.

Органо-генные известняки представлены биоморфной, биодетритусовой и биоморфно-детритовой, а также полидетритусовой разновидностями. В последних органический детритус представлен раковинами различной макро- и микрофауны, а также фрагментами водорослей. В верхнемеловых известняках встречаются все три разновидности описываемого типа; наиболее развиты фораминиферовые биоморфные известняки. Биоморфные известняки светлосерые, зеленоватые, розовато-красные и коричневатые тонко- и среднеслоистые породы, оставляющие впечатление зернистых или песчаных известняков. Состоят из цельных раковин фораминифер и цементирующего пелитоморфного или мелкозернистого карбоната, количество которого достигает 50%. В некоторых участках цементирующий материал почти совершенно отсутствует и порода приобретает вид люмашеля (Рис. 35). Иногда в фораминиферовых известняках среди

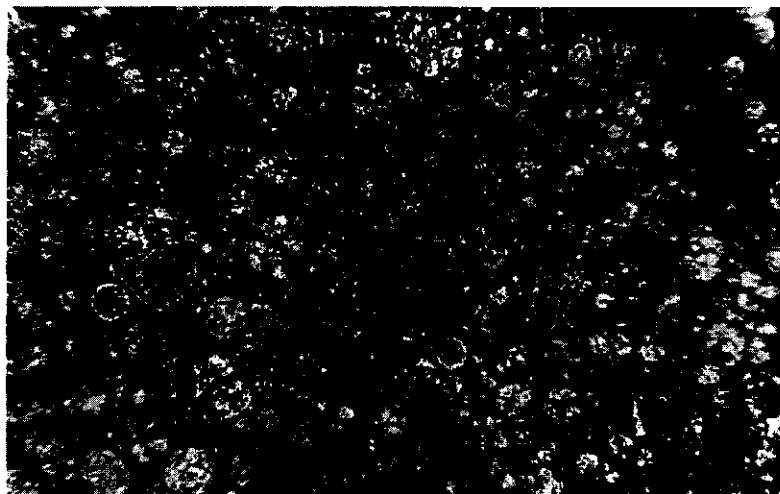


Рис. 35. Фораминиферовый известняк.

Б/а, ув.  $\times 37$ .

микрофауны преобладают представители одного рода; в таком случае это глобигериновые, глоботрункановые, фитонелловые или орбитоидные известняки (Рис. 36, 37). Такие породы встречаются реже. В некоторых участках в слое известняка раковины фораминифер распределены неравномерно, создавая скопления неправильной, иногда линзовидной формы (Рис. 38); контуры таких скоплений с цементирующим пелитоморфным карбонатом неровные (Рис. 39). Образование скоплений, по нашему мнению, является следствием разноса раковин течениями, а скопления их подобны скоплениям кластических зерен, в участках с замедленным течением.

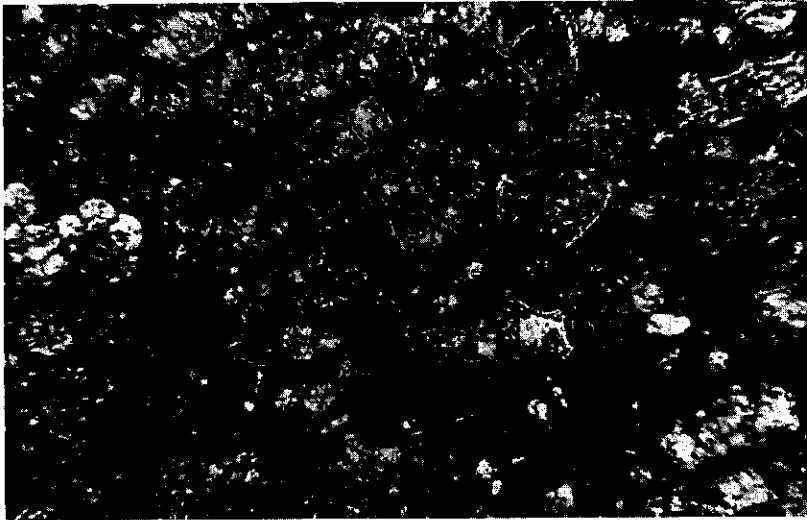


Рис. 36. Глоботрункановый известняк.  
Б/а ув.  $\times 37$ .

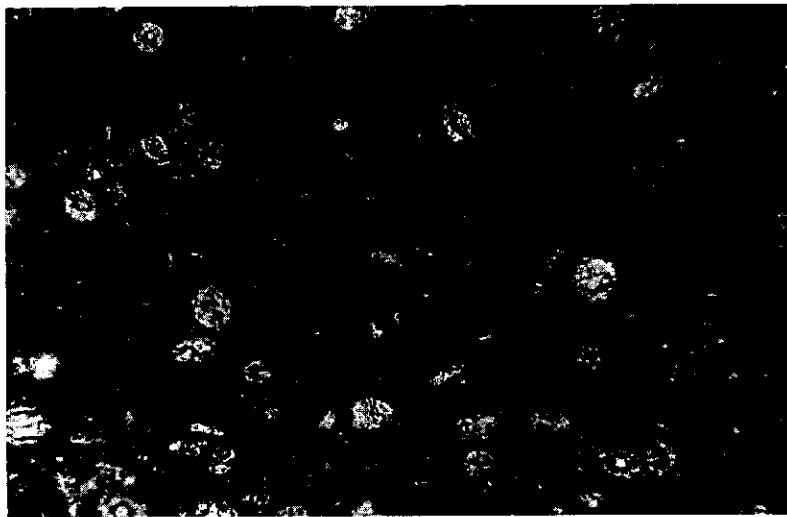


Рис. 37. Фитонелловый известняк.  
Ник. +, ув.  $\times 68$ .

Среди биодетритусовых и биоморфно-детритусовых известняков различаются биоморфнодетритусовые и шламмовые разновидности. Биоморфно-детритусовые – полидетритусовые известняки наблюдаются в орбитоидной свите ( $K_2mst$ ), в горизонтах маргалитис-кнде и эшмакис-хеви ( $K_2tur, con-snt$ ), а также в горизонте думацхо ( $J_3km$ ). Это светлосерые, серые, розовато-красные среднеслоистые породы; состоят из раковин фораминифер, в небольшом количестве макрофауны – пелеципод и также реликтов водорослей (Рис. 40). Такие породы микроскопически, из-за своей зернистости, часто определяются как песчаные известняки. Шламмовые известняки играют значительную роль в сложении горизонта эшмакис-хеви ( $K_2 con-snt$ ). В других горизонтах верхнего мела встречаются редко, а в верхнеюрском карбонатном флише нами не наблюдались.

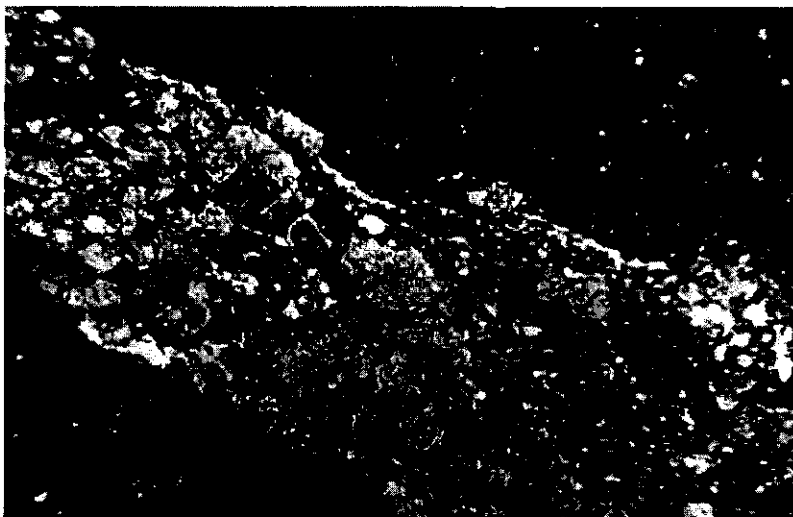


Рис. 38. Линзовидное скопление микрофауны.  
Ник. +, ув.  $\times 37$ .

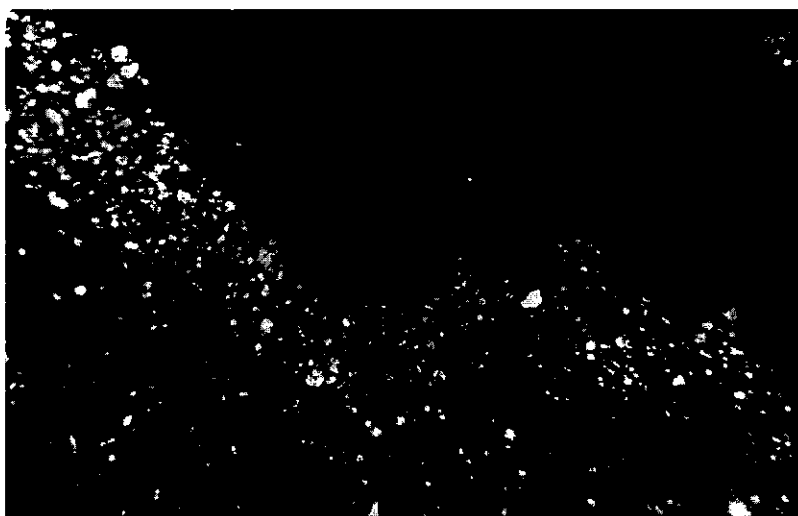


Рис. 39. Неровный контур скопления микрофауны с  
цементирующим пелитоморфным карбонатом.  
Ник. +, ув.  $\times 17$ .

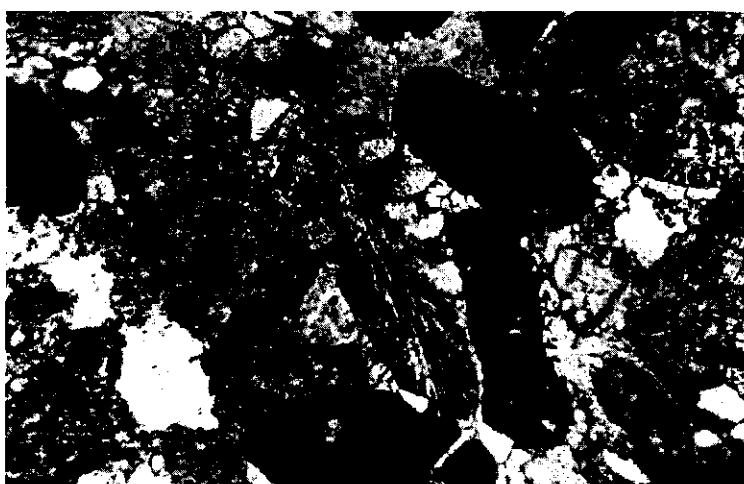


Рис. 40. Полидетритусовый известняк.  
Б/а, ув.  $\times 30$ .

Эти характерные для горизонта эшмакис-хеви плотные породы (не совсем правильно называемые литографскими известняками) имеют светлосерый, белесоватый, желтовато- и зеленовато-серый цвет, раковистый или полураковистый излом; иногда испещрены

прожилками кальцита или кварца; в верхних частях горизонта эшмакис-хеви в них часто наблюдаются стилолитовые швы (сутурные линии), амплитуда которых колеблется от нескольких миллиметров до десятка сантиметров (Рис. 41). Микроскопически они состоят из тонкоперетертого органического детритуса и пелитоморфного карбоната (Рис. 42). Шламмовые известняки характеризуются высоким содержанием  $\text{CaO}$  – от 90 до 95%.

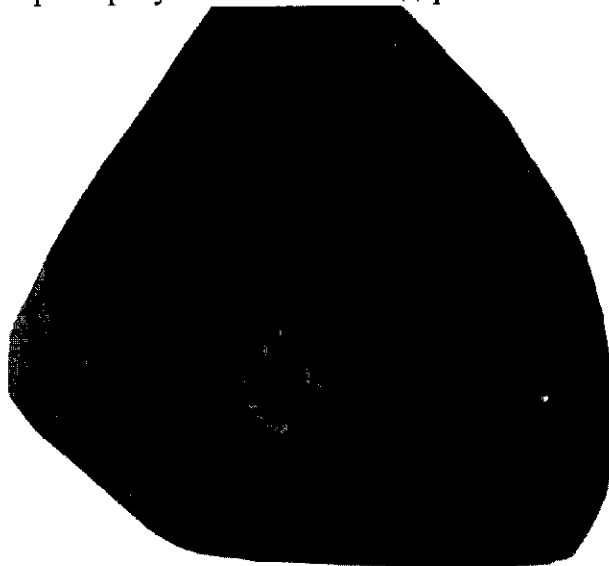


Рис. 41. Стилолитовый шов в шламмовом известняке.

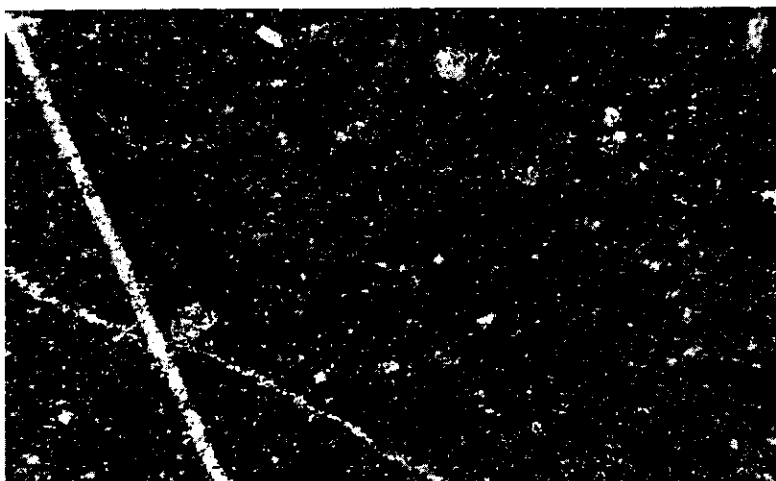


Рис. 42. Шламмовый известняк с прожилками кальцита.

Б/а, ув.  $\times 37$ .

Иногда в них наблюдаются мелкие скопления пирита и тонкие секущие прожилки кварца и кальцита. Все эти известняки наряду с органикой содержат карбонат, который вместе с пелитовым веществом составляет основную цементирующую массу.

Хемогенный тип известняков представлен в основном микрозернистыми (пелитоморфными) мелкокристаллическими и оолитовыми разновидностями. Микрозернистые (пелитоморфные) известняки пользуются широким распространением в карбонатном флише верхней юры и верхнего мела. В значительно меньшем количестве встречаются в терригенном флише нижнего мела. Среди известняков карбонатного флиша преобладают микрозернистые известняки хемогенного происхождения. Микрозернистые известняки в верхнеюрском флише макроскопически представлены темносерыми, более светлыми на поверхности породами, в верхнем мелу – светлосерыми, иногда зеленоватыми и реже красноватыми тонко- и толстослоистыми разновидностями. Микроскопически они сложены микрозернистым кальцитом (с размером зерен 0,01 мм), содержащим в большом количестве скопления кристаллов или округлых зерен пирита. Скопления пирита иногда имеют своеобразную форму и часто обрамляются тонкой каемкой гидрослюды (Рис. 43). В

верхнеюрских известняках пирит часто распылен, что, по-видимому, обуславливает их темную окраску. Иногда вместе с пиритом присутствует обуглившийся мелкодисперсный растительный детрит. В верхнемеловых известняках пирита меньше; в то же время часто нацело замещен гидроокислами железа. Среди микрозернистых известняков иногда наблюдается микрополосчатость, вызванная, по-видимому, упорядоченным расположением тонких полосок пелитового материала и обуглившегося мелкодисперсного растительного детрита. Микрозернистые известняки нижних горизонтов верхней юры микрофауну содержат в малом количестве, тогда как в верхнемеловых известняках содержание ее различно и часто настолько значительно, что наблюдается переход в органогенные разновидности. Микрозернистые известняки, в подавляющем большинстве случаев, содержат терригенную примесь в виде пелитовых, алевроитовых и псаммитовых частиц, переходя в терригенно-карбонатные породы.

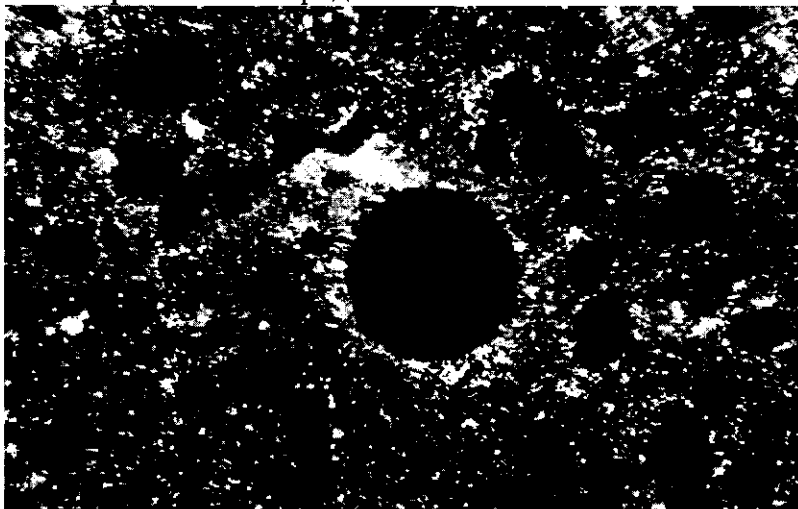


Рис. 43. Скопления пирита с каймой гидрослюды.

Б/а, ув.  $\times 17$ .

Мелкозернистые известняки, по сравнению с микрозернистыми, в изученных отложениях играют подчиненную роль; макроскопически сходны с микрозернистыми разновидностями. Лишь на изломе иногда наблюдается зернистость. Микроскопически мелкозернистые известняки состоят из зерен кальцита, размер которых 0,1-0,15 мм; в остальном они совершенно аналогичны микрозернистым. В мелкозернистых известняках верхней юры иногда наблюдаются мелкие (0,1-0,15) ромбоэдры, по краям которых видны выделения гидроокислов железа (Рис. 44), по-видимому, это реликты железистых карбонатов – сидерита и анкерита.

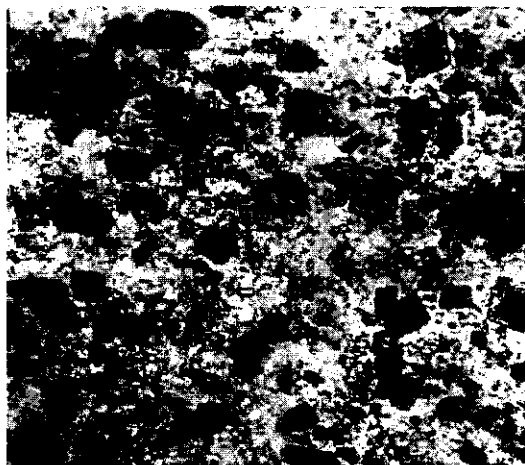


Рис. 44. Ромбоэдры железистых карбонатов.

Б/а, ув.  $\times 37$ .

Как микро-, так и мелкозернистые известняки часто испещрены в разных направлениях прожилками кварц-кальцита.

Оолитовые известняки наблюдаются преимущественно в горизонте “думацхо” ( $J_3 km$ ). В других горизонтах верхней юры встречаются редко (касарская свита -  $J_3 l$ ), а в терригенном и верхнемеловом флишах отсутствуют. Макроскопически оолитовые известняки темносерые зернистые среднеслоистые, иногда разлинзованные породы. Микроскопически среди них можно выделить класто-оолитовые и органогенно-оолитовые разновидности.

Класто-оолитовые известняки состоят из оолитов и примеси часто хорошо окатанных зерен известняка примерно одинакового (0,1-1 мм) размера (Рис. 45). Форма оолитов обычно округлая, овальная или несколько неправильная (Рис. 46). Встречаются деформированные оолиты, имеющие линзовидную форму, а иногда форму вытянутых четырехугольников. В центре оолитов почти всегда наблюдается кластическое зерно, обломок раковины или кристокластический кальцит, изредка замещенный вторичным кварцем. Обломки состоят иногда из кальцита радиально-лучистого строения; наблюдаются также зачаточные оолиты. Некоторые оолиты иногда переполнены зернами пирита. Чаще же кварц замещает центры оолитов (Рис. 47). Цементом обычно служит кристаллический, реже пелитоморфный кальцит, в котором наблюдаются новообразования кварца и плагиоклаза, часто корродированные кальцитом. Кое-где виден разросшийся вторичный кварц, захватывающий часть оолита.

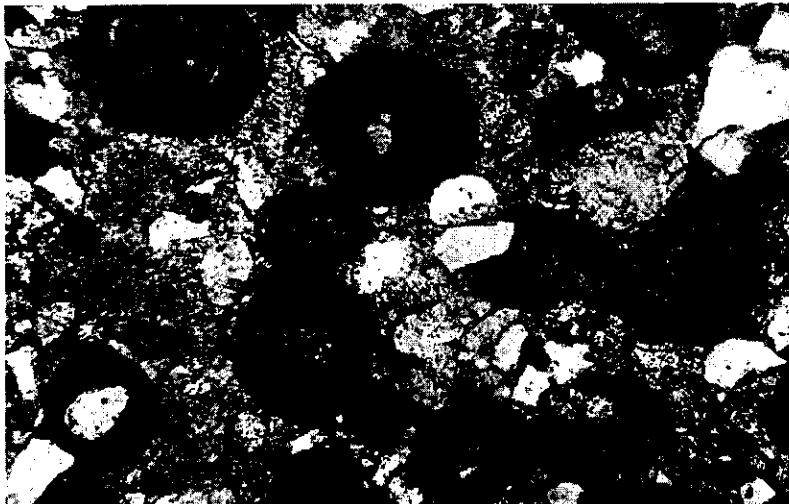


Рис. 45. Класто-оолитовый известняк.  
Б/а, ув.  $\times 26$ .

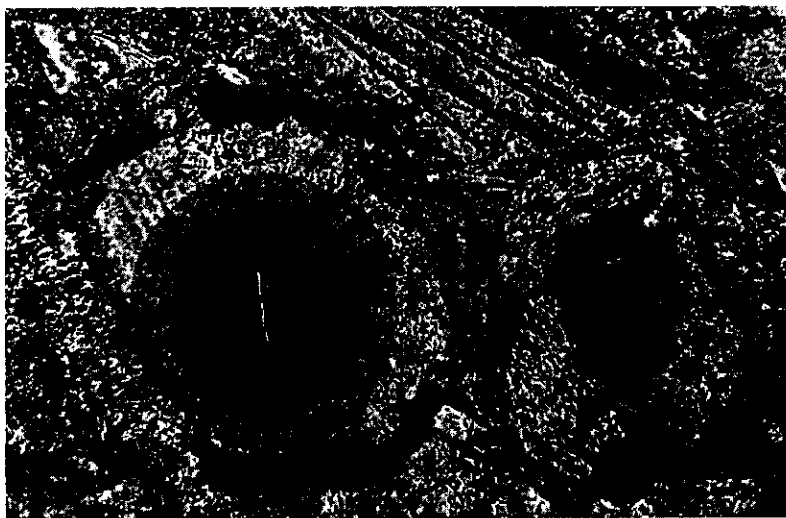


Рис. 46. Оолиты округлой формы.  
Б/а, ув.  $\times 90$ .

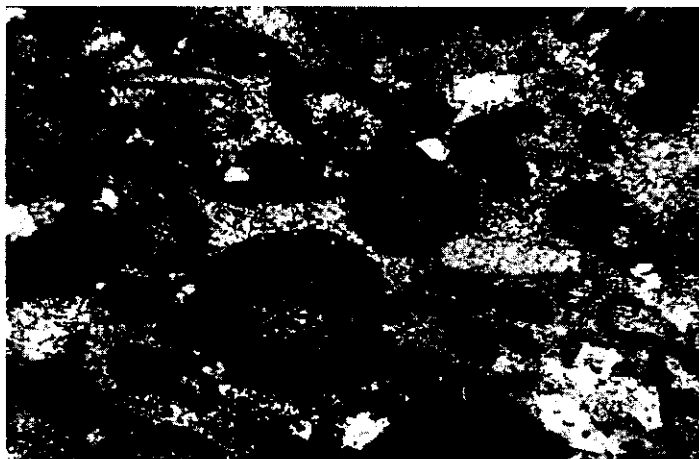


Рис. 47. Кварц замещает центры оолитов.

Б/а, ув.  $\times 70$ .

О р г а н о г е н н о - о о л и т о в ы е и з в е с т н я к и в основном сходны с вышеописанными. Разница лишь в том, что в этом случае вместе с кластическими известняками в значительном количестве присутствует детрит как макро-, так и микрофауны. Иногда обломки фауны, обрастая концентриями кальцита, образуют оолиты. В оолитовых известняках примесь кластического органогенного материала иногда настолько значительна, что оолитовые известняки постепенно переходят в карбонатно-кластические или органогенные известняки.

О б л о м о ч н ы е и з в е с т н я к и пользуются сравнительно небольшим распространением. Встречаются в верхнеюрском карбонатном (горизонты касарский -  $J_3 I$ , думацхо -  $J_3 km$  и верхних известняков -  $K_1 v_2$ ) и в верхнемеловом флише (горизонт маргалитис-кльде -  $K_2 tug$  и кое-где в горизонте джорчи -  $K_2 cp$ ). По структурным признакам среди обломочных известняков различаются: известняковые гравелиты и известняковые песчаники. Известняковые брекчии в собственном смысле нами не наблюдались, лишь в некоторых случаях (в свитах Касари и Думацхо) были встречены темносерые известняки с отдельными крупными (до 12 см) обломками известняков и реже сланцеватых мергелей.

И з в е с т н я к о в ы е г р а в е л и т ы верхней юры изученного региона представлены средне-, и реже толстослоистыми породами с кластической структурой, микроскопически состоят из более или менее окатанных обломков, преимущественно микрозернистых, реже биодетритовых известняков; в небольшом количестве – зерен минералов и терригенных пород. Характерна незначительная сортировка материала. Обломки известняков иногда обрастают кальцитовой оболочкой радиально-лучистого или концентрического строения, образуя зачаточные оолиты (Рис. 48). Изредка наблюдается окварцевание зерен. Цементирующей является пелитоморфная, иногда глинисто-карбонатная масса, реже кристаллический кальцит. Цементация базального, порового и реже контактового типа.

И з в е с т н я к о в ы е г р а в е л и т ы верхнемелового флиша несколько отличаются от описанных. Макроскопически это светлосерые или красноватые зернистые породы; микроскопически – состоят в основном из округлых обломков органогенных или органогенно-детритовых известняков с незначительной примесью терригенного кластического материала. Вокруг зерен часто наблюдаются выделения гидроокисей железа, а иногда скопления пирита. Цемент представлен кристаллическим, и реже, пелитоморфным карбонатом, в котором почти всегда присутствуют детрит и цельные раковины фораминифер. Типы цементации аналогичны таковым верхнеюрских гравелитов.

И з в е с т н я к о в ы е п е с ч а н и к и в основном сходны с известняковыми гравелитами; разница лишь в размере зерен, который колеблется здесь в пределах 0,3-1 мм.



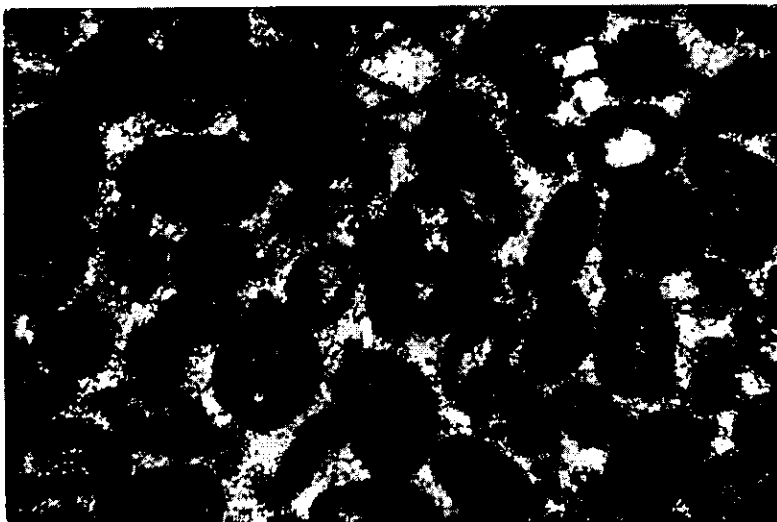


Рис. 48. Обломочный известняк с зачаточными оолитами.  
Б/а, ув.  $\times 26$ .

### Мергели

Мергели имеют широкое распространение в верхнеюрском карбонатном флише и являются основными слагающими его верхних горизонтов. В меньшем количестве наблюдаются в верхнем мелу и в незначительном количестве присутствуют в нижнемеловом терригенном флише. Макроскопически различаются две разновидности – темносерые, почти черные плотные тонкослоистые, и серые, зеленовато-серые, красновато-коричневые, довольно мягкие тонкослоистые мергели.

Первая разновидность – черные мергели – составляют основную часть верхних горизонтов карбонатного флиша верхней юры и иногда наблюдаются в низах терригенного флиша. Вторая разновидность встречается в нижних горизонтах верхнеюрского флиша, в верхнемеловом карбонатном и нижнемеловом терригенном флише. При этом, зеленовато-серые и красновато-коричневые разновидности характерны преимущественно для верхнемеловых отложений. Мергели представляют собой глинисто-карбонатные породы. Они связаны постепенным переходом, с одной стороны, с пелитолитами, а с другой – с микрозернистыми известняками, и по содержанию в них нерастворимого остатка определяются мергелем, глинистым известняком, известковым пелитолитом и т.д. Микроскопически мергели состоят из тонкозернистой глинисто-карбонатной массы. Часто содержат тонкораспыленный пирит или лимонит. В светлосерых, зеленовато-серых, красновато-коричневых мягких мергелях глинистого материала значительно больше, чем в темносерых плотных разновидностях. В “цветных” мергелях верхнемелового флиша в значительном количестве присутствует микрофауна (Рис. 49). В плотных темносерых мергелях микрофауна встречается редко, чаще наблюдаются обуглившиеся растительные остатки и распыленный пирит, что, по-видимому, обуславливает их темную окраску. В мергелях часто в значительном количестве присутствует терригенный материал, представленный кварцем, плагиоклазом, слюдой и обломками пород. В таких случаях имеем дело с песчаными или алевритовыми мергелями. Мергели, в особенности их темные разновидности, часто секутся кальцитовыми и кварц-кальцитовыми прожилками.

### Терригенно-карбонатные породы

Как отмечалось выше, при изучении карбонатных пород по соотношению терригенной и карбонатной частей в них определялись названия. Даются описания лишь основных типов терригенно-карбонатных пород – песчаных, алевритовых и глинистых известняков и мергелей, которые наблюдались в исследованных отложениях; остальные разновидности (как слабопесчаные, слабо-алевритовые и т.д. известняки и мергели) отдельно не описаны,

так как разница заключается лишь в количественном соотношении терригенных и карбонатных частей. Это соотношение даже в одном слое породы иногда не выдерживается.

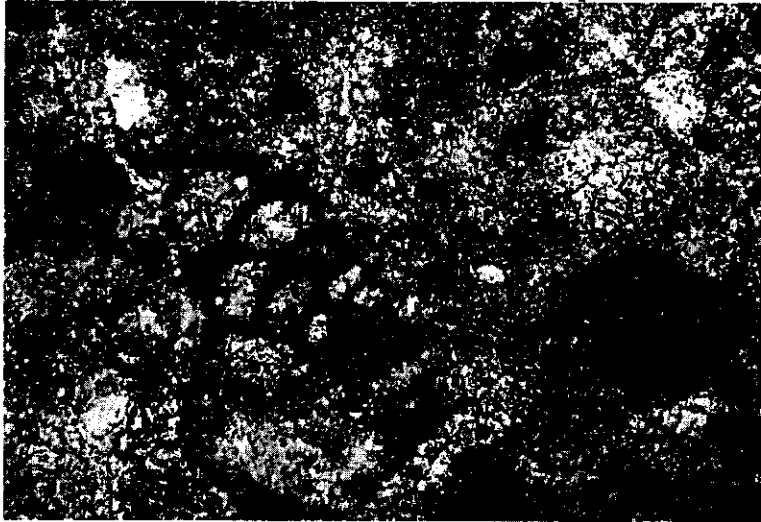


Рис. 49. Микрофауна в мергеле.  
Ник. +, ув.  $\times 200$ .

Песчаные известняки пользуются широким распространением в верхнеюрских и верхнемеловых флишевых комплексах. В терригенном флише нижнего мела они имеют подчиненное значение, встречаясь лишь в виде отдельных прослоев в его верхних частях. Макроскопически песчаные известняки мало отличаются от вышеописанных известняков и представлены зернистыми или плотными породами серого и темносерого цветов в верхней юре, и светлосерого, белесоватого, голубоватого, зеленоватого и красноватого цветов – в верхнем мелу. Макроскопически часто определяются песчаниками. Микроскопически состоят из карбоната и песчаных частиц. Карбонат большей частью микро-, реже среднезернистый; иногда содержит органический детритус или цельные раковины фораминифер. Песчаные зерна в основном представлены кварцем, плагиоклазом и, в меньшем количестве, обломками пород. В верхнеюрских песчаных известняках большая часть кварца и полевого шпата представлена регенерированными и разросшимися зернами, размеры которых часто превышают размеры терригенных зерен обломков пород. Иногда зерна кварца имеют расплывчатые контуры и разрастаясь как бы пропитывают породу (Рис. 50); плагиоклаз также разросшийся и оставляет впечатление эпигенетического влияния (Рис. 51). Слюда наблюдается в небольшом количестве и представлена преимущественно мелкими листочками мусковита. Среди обломков



Рис. 50. Разросшийся кварц в  
песчаном известняке.  
Ник. +, ув.  $\times 70$ .

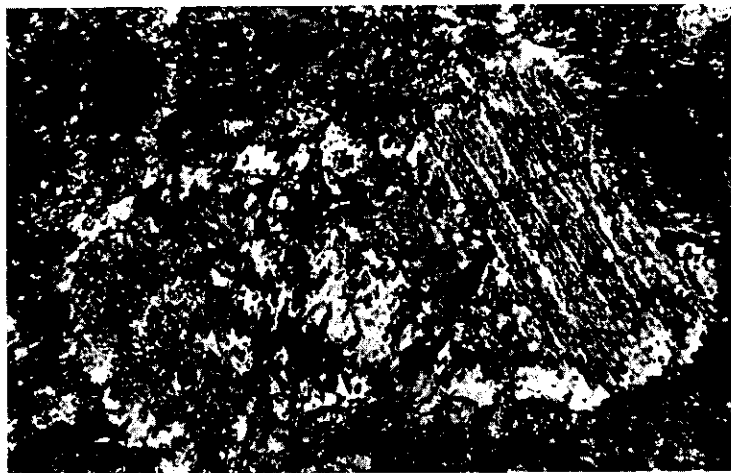


Рис. 51. Разросшийся плагиоклаз в песчаном известняке.  
Ник. +, ув.  $\times 90$ .

пород наблюдаются аргиллиты, реже алевролиты и сильно измененные адиагностические зерна. В верхнемеловых песчаных известняках кварц и плагиоклаз также часто регенерированы и имеют идиоморфные очертания (Рис. 52); кое-где видны и разросшиеся зерна с последующей коррозией их микрозернистым карбонатом (Рис. 53). Следует отметить, что разрастание кварца и плагиоклаза в верхнемеловом комплексе не имеет столь обширного характера как в верхней юре. Слюда присутствует в виде округлых зерен хлорит-мусковита, реже – в виде тонких листочков биотита. Иногда наблюдаются зерна глауконита.

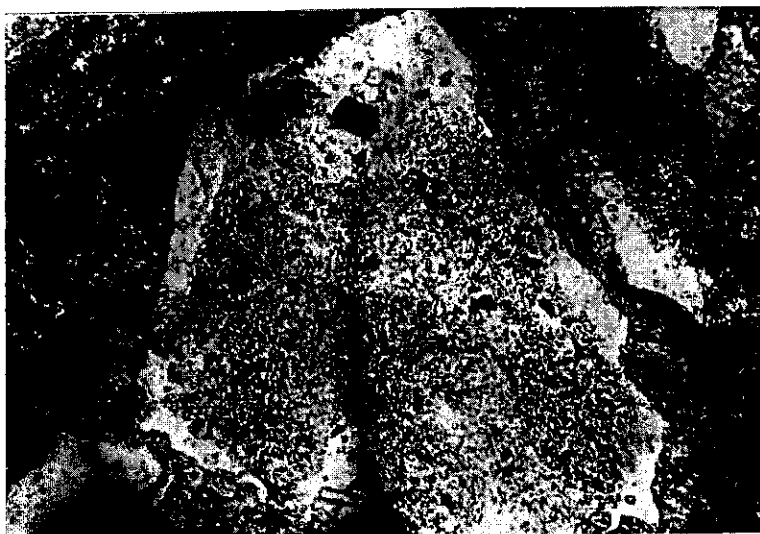


Рис. 52. Регенерированное зерно  
плагиоклаза в песчаном известняке.  
Ник. +, ув.  $\times 200$ .

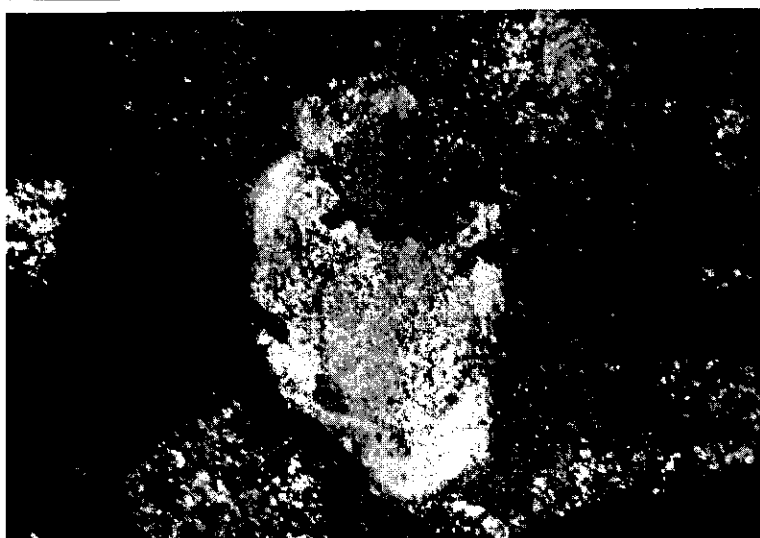


Рис. 53. Разросшиеся зерна плагиоклаза и  
кварца корродированные микрозернистым  
карбонатом.  
Ник. +, ув.  $\times 90$ .

В верхнемеловых песчаных известняках среди обломков пород, кроме аргиллитов и алевролитов присутствуют известняки (продукты размыва верхнего мела и частично верхней юры), диабазовые, а иногда кремнистые породы. В верхнеюрских песчаных известняках пирит почти всегда присутствует в значительном количестве – распыленный в виде мелких кристалликов или скоплений различной формы. Наблюдаются также и обуглившиеся растительные остатки; все это обуславливает темный цвет пород. В верхнемеловых песчаных известняках пирита меньше, но в значительном количестве наблюдаются гидроокислы железа, которые часто обволакивают терригенные зерна, а иногда пропитывают карбонатную массу. С увеличением песчаного материала песчаные известняки совершенно постепенно переходят в карбонатные песчаники. Песчаные известняки часто секутся прожилками кварц-кальцита.

Алевритовые известняки аналогичны песчаным известнякам; разница лишь в размере зерен (в пределах 0,1-0,01 мм); в связи с этим уменьшено количество обломков пород.

Глинистые известняки макроскопически тонкозернистые, иногда плотные, в верхней юре темносерые, в верхнем мелу светлосерые, зеленоватые, реже красновато-коричневые средне- и толстослоистые породы. Микроскопически состоят из микрозернистой карбонатной массы с примесью глинистого материала в количестве от 5 до 25%. Верхнемеловые глинистые известняки часто содержат детрит, а также цельные раковины фораминифер. В некоторых слоях наблюдаются скопления спикул губок и сфер радиолярий. В верхней юре фораминиферы наблюдаются редко. Редко встречаются также слои содержащие спикулы губок. В глинистых известняках часто в незначительном количестве присутствует примесь алевритового и песчаного материала. Изменения песчаного материала аналогичны таковым в песчаных известняках. Несколько отличается в этом отношении слюда, которая изменяясь переходит в хлорит-мусковит. Наблюдаются скопления пирита, часто испещренные прожилками кальцита или волокнистого арагонита (Рис. 54).



Рис. 54. Скопление пирита испещренного прожилками кальцита.

Б/а, ув.  $\times 90$ .

С целью выявления причин различной окраски макро- и микроскопически одинаковых верхнемеловых известняков, нами был произведен их полный химический анализ. Результаты проведенных исследований приводятся в таблице (Табл. 3). Как известно, красная, буро-красная, коричневая окраска пород обуславливается содержанием в них гидроокисей железа. Просматривая таблицу можно заметить, что количество окисей железа меняется независимо от их цвета и, по-видимому, в данном случае не играет решающей роли. В некоторых образцах, где закиси железа больше чем окиси, и осадконакопление как будто должно было происходить в восстановительных условиях, несмотря на это, известняк вместо зеленоватых или серых имеет красноватые тона; здесь, возможно, решающим является какой-нибудь микроэлемент, служащий красителем. Для выяснения этого вопроса в дальнейшем следует провести специальные спектроскопические исследования окрашенных известняков.

Химический состав верхнемеловых известняков (в %)

Порода	Сиреневый известняк	Серый известняк	Красный известняк	Зеленый известняк	Розоватый известняк
	В/Г дорога		ущ. р.Меджуда	ущ. р.Ксани	
SiO <sub>2</sub>	42,20	34,22	37,32	20,52	27,06
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,09	0,47	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,03	1,03	1,37	1,87	3,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,90	0,14	1,20	0,01
FeO	0,75	0,60	0,14	0,46	0,37
MnO	0,25	0,29	0,08	0,16	0,20
CaO	27,11	33,49	33,13	41,18	36,83
MgO	1,68	0,72	0,86	0,79	1,65
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,54	0,21	0,10	0,41
K <sub>2</sub> O	0,31	0,31	-	0,27	0,54
SO <sub>3</sub>	0,20	0,47	0,40	0,27	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,64	0,26	0,31	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,26	0,26	0,12	0,20	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	22,14	26,66	26,16	32,90	28,26
Σ	100,37	100,22	100,66	100,23	100,32
Аналитик	А.Латария				

### Силициты

С и л и ц и т ы в исследованном регионе развиты преимущественно в верхнемеловых отложениях (турон-сеноман) в ананурском горизонте; в небольшом количестве встречаются в известняках нижней части горизонта маргалитис-кжде. Кремнистые породы нами фиксированы в турон-сеномане всех разрезов Жинвальско-Гомборской подзоны и в большинстве разрезов, составленных в верхнем мелу Шовско-Пасанаурской подзоны.

Силициты “ананурского” горизонта Военно-Грузинской дороги еще в тридцатых годах прошлого века были описаны В.П.Батуриным (1928). Описанные породы Батурин условно называл роговиками, хотя и считал название “роговик” не совсем соответствующим. Позднее кремнистых пород ананурского горизонта и их генезиса касались многие исследователи (В.Е.Хаин, А.Л.Цагарели, Г.С.Дзоценидзе, Н.Г.Бродская и др.).

В исследованном регионе, по нашему фактическому материалу, среди верхнемеловых силицитов наблюдаются три разновидности:

1. Толстые линзовидные слои темносерых, реже темнокоричневых, иногда совершенно черных, плотных, хрупких кремнистых пород, при ударе молотком легко раскалывающихся на остроугольные неправильной формы обломки. Мощность их достигает 4-х метров. Такие слои иногда испещрены в разных направлениях прожилками кварца и кальцита. Создается впечатление, что толща была раздроблена и вновь сцементирована кварцем и кальцитом. Это придает ей брекчиевидный облик;

2. Тонкие слои и линзовидные прослои хрупких темносерых, светлосерых, иногда голубоватых, часто полосчатых силицитов, мощность которых не превышает 6-8 см, обычно же 1-2 см;

3. Небольшие (d=10 см) розовато-красные, голубовато-серые неправильной формы конкрециевидные стяжения или линзочки кремнистых образований.

Первые две разновидности силицитов состоят из довольно однородной микро- и крипто-кристаллической халцедоново-кварцевой массы с показателем преломления в

пределах  $N=1,536-1,542$ . В некоторых участках хорошо видна гранобластовая структура с размерами зерна  $<0,01$  мм. Почти всегда присутствует более или менее значительная примесь пелитового вещества и тонкораспыленного, иногда лимонитизированного пирита. Реже встречаются обуглившиеся растительные остатки. Микроскопически почти всегда видны скелеты радиолярий и спикулы губок, количество которых в первой разновидности силицитов достигает 50% (Рис. 55). Эти скелеты выполнены радиально-лучистым халцедоном, реже мелкоагрегатным кварцем. Показатель преломления заполняющей халцедоновой массы  $N=1,534\pm 0,03$ .

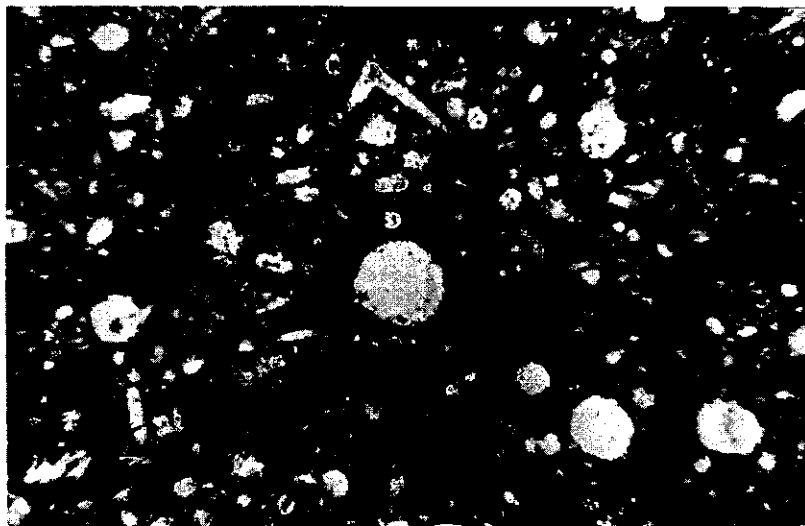


Рис. 55. Скелеты радиолярий и спикулы губок в кремнистых породах.  
Ник. +, ув.  $\times 33$ .

В полосчатых силицитах пелитовый материал присутствует в значительном количестве; в этих породах остатков фауны меньше, не превышает 3-12%, кроме “сфер”-радиолярий в богатых пелитовым веществом участках видны также сетчатые формы. В тонкослоистых разновидностях видна микрополосчатость, вызванная чередованием полос “чистых” силицитов с полосами, обогащенными пелитом и карбонатом и тонкораспыленным пиритом (Рис. 56). Этим же обусловлена микрополосчатость, наблюдаемая в полосчатых разновидностях силицитов.

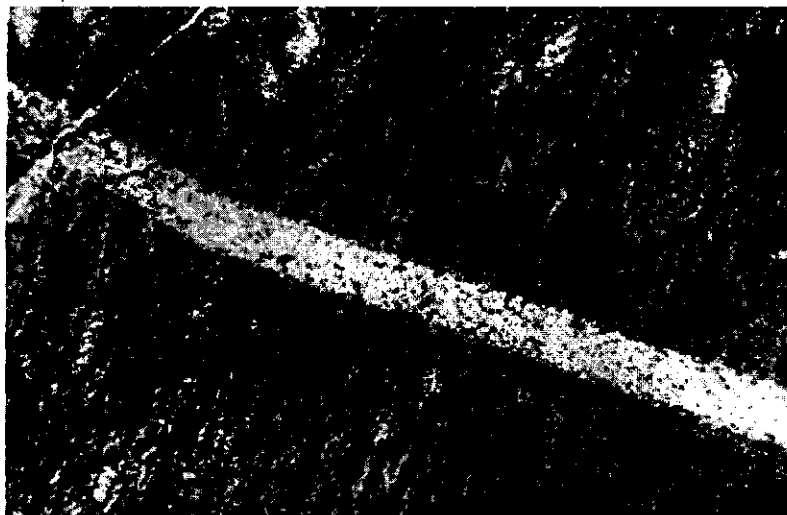


Рис. 56. Полосчатая глинисто-кремнистая порода.  
Б/а, ув.  $\times 17$ .

Третья разновидность силицитов наблюдается в слоях как карбонатных алевролитов ананурского горизонта, так и в известняках горизонта “маргалитис-кльде”. Это полупрозрачные, иногда просвечивающиеся образования каломорфного облика; не имеют резких границ с вмещающими породами – переход между ними постепенный – видно постепенное

замещение кремнистой массы карбонатной. Количество  $\text{SiO}_2$  от центра стяжения или линзы к периферии постепенно уменьшается, а  $\text{CaCO}_3$  – возрастает. Граница с вмещающей породой извилистая – с многочисленными мысами и бухточками карбонатных и кремнистых пород (Рис. 57). Микроскопически эти образования состоят из однородной криптокристаллической, иногда почти изотропной кварцево-халцедоновой массы с показателем преломления  $N=1,534\pm 0,004$ , с редкими радиально-лучистыми участками. Наблюдаются скелеты характерной для сеноман-турона микрофауны. В небольшом количестве присутствуют мельчайшие зернышки лимонитизированного пирита и тонкие пластинки гематита.

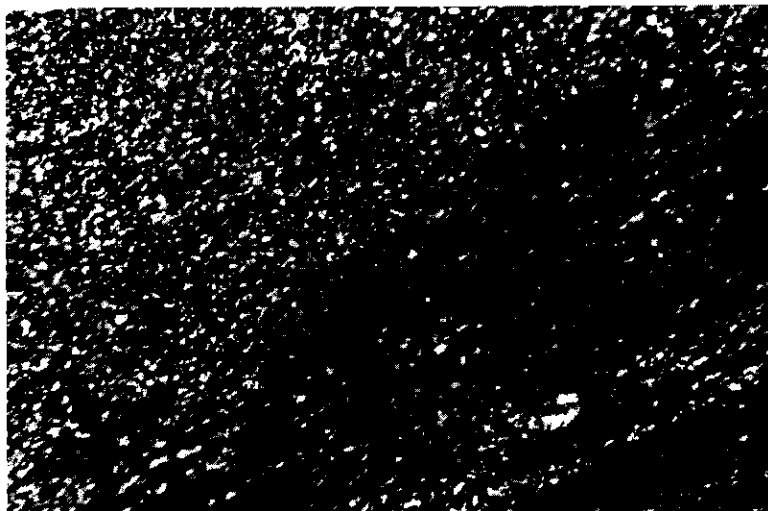


Рис. 57. Извилистая граница кремнистого стяжения со вмещающей породой.  
Б/а, ув.  $\times 17$ .

Исследования силицитов ананурского горизонта методом инфракрасной спектроскопии<sup>1</sup> показали, что графики всех исследованных образцов аналогичны и характеризуются типичными для кварца полосами поглощения в областях  $1250-1100^\circ$ ,  $730-760^\circ$ ,  $530-460^\circ$  (Рис. 58).

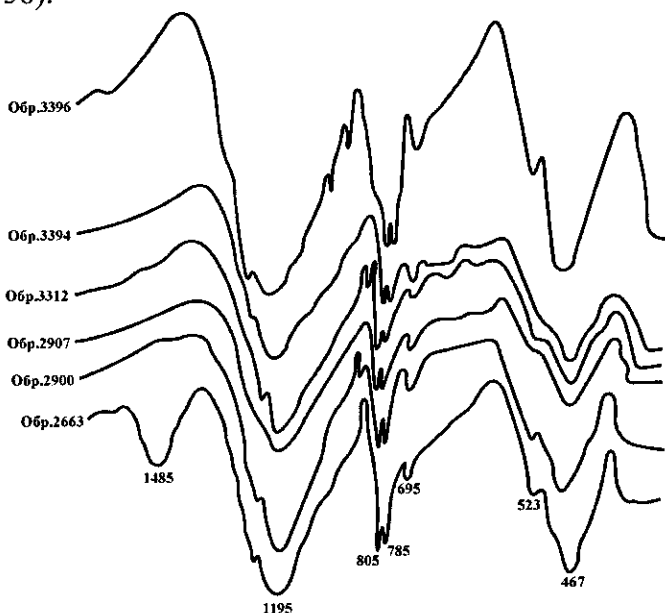


Рис. 58. ИКС – спектры силицитов.

<sup>1</sup> Спектроскопические исследования выполнены на ИК-спектрометре UR-10 в диапазоне  $2000-400$  см.

На дифрактограммах кремнистых пород ананурского горизонта (любезно заснятых Р.А.Ахвледиани в Рентгеноструктурной лаборатории минералогического отдела ГИН АН Грузии) с тремя характерными для кварца главными линиями межплоскостных расстояний ( $d/n$ ) имеются и другие дополнительные рефлексы, также характерные для таковых эталонного кварца (Табл. 4).

Таблица 4

Характерные рефлексы силицитов ананурского горизонта

№ обр	Эталонный кварц		3312 В/Г дорога		2040 ущ. р.Котельта		3396 ущ. р.Аркала		2663 ущ. р.М.Лиахви	
	I	$d/n$	I	$d/n$	I	$d/n$	I	$d/n$	I	$d/n$
1	5	4,24	5	4,24	-	-	-	-	-	-
2	5	3,68	5	3,68	-	-	9	3,68	8	3,68
3	10	3,34	10	3,34	-	3,34	10	3,34	10	3,34
4	5	2,45	5	2,45	5	2,45	5	2,45	5	2,45
5	5	2,28	4	2,28	5	2,27	5	2,28	5	2,27
6	4	2,23	4	2,23	3	2,23	5	2,23	4	2,23
7	4	2,00	-	-	-	-	4	2,00	-	-
8	5	2,12	3	2,12	4	2,12	4	2,12	4	2,12
9	4	1,97	4	1,98	3	1,97	3	1,97	4	1,97
10	9	1,81	9	1,81	8	1,81	9	1,81	5	1,81
11	3	1,69	-	-	3	1,69	3	1,69	-	-
12	9	1,54	9	1,54	5	1,54	5	1,54	3	1,54

Курсивом выделены главные линии межплоскостных расстояний, характерные для кварца.

Таким образом, по данным ИК спектроскопии и рентгеноструктурного анализа, основной составляющей силицитов ананурского горизонта является кварц.

Результаты химических анализов, приведенные в таблице 5 указывают, что кремнистые породы ананурского горизонта содержат  $\text{SiO}_2$  в среднем количестве от 78 до 96%; количество свободной кремнекислоты, рассчитанное нами – от 66 до 95%. В количественном содержании характерных окислов наблюдаются следующие соотношения:  $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 > \text{MnO}$ .

Химический состав, количество свободной кремнекислоты, процентное соотношение характерных окислов силицитов ананурского горизонта, согласуются с соответствующими данными для фтанитов зарубежных стран (Хворова, 1969) (Табл. 6); вместе с тем, их физические свойства, кварцевый состав, богатство кремнистой фауной (радиолярии и губки) позволяют силициты ананурского горизонта отнести к фтанитам. Полосчатые кремнистые породы, развитые в верхних и нижних частях этого горизонта, следует отнести к глинисто-кремнистым и известково-кремнистым породам. Линзовидные и неправильной формы стяжения, наблюдающиеся в известняках горизонта маргалитис-кльде и карбонатных алевролитах ананурского горизонта – к кварцево-халцедоновым конкреционным образованиям (Табл. 5, 6).

Изучение фактического материала показало, что в исследованном регионе терригенная толща, подстилающая ананурский горизонт, содержит в значительном количестве продукты сеноманского, а иногда альбского вулканизма. Это обстоятельство дает возможность в вопросах генезиса и источника  $\text{SiO}_2$  силицитов ананурского горизонта на фактическом материале подтвердить мнение Г.С.Дзоценидзе (1969), что “образование горизонта кремней сеноман-туронского возраста в зоне развития флишевых осадков может быть объяснено только в связи с вулканизмом, который довольно широко проявляется вдоль Южного склона Большого Кавказа именно в сеномане”.



Таблица 5

## Химические анализы верхнемеловых силицитов (в %).

№ обр.	3394	3395	3396	3397	2900	2906	2907	2908	3312	2040	2663
Порода	Полоатый силицит	Фтанит темносерый	Фтанит серый	Фтанит темный	Полоатый силицит	Полоатый силицит	Полоатый силицит	Темная окременная порода	Фтанит темный	Полоатый силицит	Красный кремь
Вмещающая толща	Ананурский горизонт				Нижняя часть Ананурского горизонта				Ананурский горизонт		Горизонт Маргалитис кде
Место взятия	уш. р. Аркала				уш. р. Ксани				В/Г дорога	уш. р. Кещельга -дон	уш. р. Лиавхи
SiO <sub>2</sub>	78,22	95,88	96,01	95,16	79,94	83,90	82,94	98,74	81,91	95,06	84,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,60	0,58	0,67	0,84	8,83	4,47	6,86	1,13	7,27	1,79	0,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	-	-	-	1,05	0,85	0,79	1,38	1,96	0,05	0,01
FeO	0,90	-	-	-	0,93	0,36	2,42	0,36	0,67	0,51	1,05
MnO	2,16	0,50	0,79	0,72	1,73	0,94	1,94	0,65	1,58	0,07	0,14
CaO	1,30	0,40	0,40	0,27	0,29	3,08	0,43	0,44	0,58	0,28	7,25
MgO	1,06	0,22	0,22	0,22	0,20	1,10	1,22	0,21	1,29	0,05	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,49	-	-	-	2,63	0,24	0,22	-	1,18	0,07	0,28
K <sub>2</sub> O	0,28	0,05	0,04	0,04	0,97	0,20	0,23	0,07	0,33	-	0,04
SO <sub>3</sub>	0,17	0,37	0,29	0,32	0,13	2,66	0,87	0,22	0,20	0,20	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	сл.	сл.	сл.	0,02	0,03	0,02	0,01	0,13	-	0,04
ппп	3,22	0,92	0,88	1,36	2,80	1,02	1,56	1,10	2,16	0,48	5,94
своб. SiO <sub>2</sub>	65,29	95,01	95,01	93,90	66,70	77,20	72,75	92,04	70,91	92,38	83,26
Аналитик	А.Латария										

На основании анализа фактического материала и результатов проведенных исследований, осадкообразование в период отложения ананурского горизонта в исследованном регионе, нам кажется логичным представить следующим образом: в начале седиментации названных отложений, поступление терригенного материала было минимальным; обилие в растворе кремнекислоты, поставляемой в основном вулканическими эксгаляциями и гидротермами, стимулировало развитие кремнистой фауны; в результате происходила биохимическая осадка SiO<sub>2</sub> и образование кремнистых пород. Вследствие того, что большая часть SiO<sub>2</sub> испльзовалась кремнистыми организмами для построения скелетов, количество ее в растворе постепенно уменьшалось и образовались кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные породы. Затем осадка SiO<sub>2</sub> совершенно подавляется карбонатной седиментацией и отлагается верхнетуронская толща известняков и мергелей, в которой из остаточной кремнекислоты, при диагенезе осадка образовались конкреционные тела.

Таким образом, в генетическом отношении силициты ананурского горизонта относятся к вулканогенно-осадочному типу, осаждение же кремнезема происходило путем единого биохемогенного и хемогенного процессов. Что касается конкреционных образований, они возникли позднее в процессе диагенеза осадка в результате перераспределения материала.

Таблица 6

Химические анализы некоторых фтанитов и кремнистых пород  
зарубежных стран (в %).

№ обр.	3522	3523	2946	2838	3444	4118	3	5	2668	2646	2474	95	564	822	558	580
Вмещающая толща	Силур						Девон						Палеозой			
	Южный Урал						Карнийские Альпы	Австралия	Южный Урал				Невада			
Место взятия	Южный Урал						Карнийские Альпы	Австралия	Южный Урал				Невада			
SiO <sub>2</sub>	94,40	93,60	92,55	90,30	84,85	77,95	95,94	91,06	92,75	90,58	87,39	86,49	90,20	90,60	77,80	71,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	1,47	1,83	2,73	5,00	7,57	1,39	3,72	3,24	9,42	4,83	5,92	4,20	1,50	5,30	9,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,39	1,23	1,05	0,78	1,46	0,69	2,01	-	0,16	-	1,05	0,36	0,22	0,30	2,40
FeO						0,41	0,05	-	0,36	0,23	3,43	1,14	0,11	0,28	0,27	2,80
MnO	-	-	-	-	-	0,96	0,26	0,46	-	-	-	-	0,39	0,15	1,10	1,90
CaO	-	-	-	-	-	0,48	-	0,45	-	-	-	-	0,10	1,10	1,80	1,20
MgO	-	-	-	-	-	0,18	0,13	0,28	-	-	-	-	0,11	0,07	0,08	0,24
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	1,97	0,58	0,84	-	-	-	-	1,10	2,00	1,90	2,60
K <sub>2</sub> O	0,12	0,13	0,10	0,20	0,30	0,50	сл.	-	-	0,24	0,28	0,27	0,22	0,30	0,25	0,69
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,42	0,68	0,09	0,55	0,02	сл.	0,16	0,14	0,32	0,14	0,07	0,08	1,40	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	сл.	-	-	-	0,01	сл.	-	-	0,09	0,63	-	0,01	0,02	0,04
ППП	-	-	-	-	-	-	0,60	1,29	-	-	-	-	2,20	2,00	8,10	5,40
своб. SiO <sub>2</sub>	91,85	91,40	89,81	86,21	77,35	66,60	92,80	85,38	87,89	85,45	80,15	77,61	83,90	80,10	69,85	56,85

### Вулканогенные и вулканокластические образования

Вулканогенные и вулканокластические образования в изученном регионе присутствуют почти во всех изученных разрезах, как в Шовско-Пасанаурской, так и в Жинвальско-Гомборской подзон (не наблюдались лишь в крайне западных разрезах последней).

Вулканокластические отложения развиты преимущественно в альб-сеномане, но в некоторых разрезах заходят также и в турон. Они представлены в основном туфами и туффитами андезин-лабрадорных и андезин-роговообманковых кварцевых порфиритов, а также туфовыми известняками. Лишь в ущ. р.Шеисури (правый приток р.Риони) наблюдается порфиритовая дайка секущая свиту аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников верхнего готерива (Варсимашвили, 1969); также в Циркольском разрезе наблюдается базальтовый покров.

Приводим краткое описание характерных вулканогенов развитых в исследованном флишевом комплексе.

Диабаз-порфиритовое тело в центральной части характеризуется порфировой структурой. Порфиритовые выделения – плагиоклаз и роговая обманка. Основная призматическо-кристаллическая масса, состоит из лейстов плагиоклаза и удлиненных чешуек биотита. В массе присутствует также рудный минерал. Фенокристаллы плагиоклаза представлены часто полисинтетически-сдвоенными призматическими кристаллами размером 0,5-0,8 мм. Большой частью они свежие, иногда частично серицитизированы, или слабо карбонатизированы. По составу соответствуют андезинам (Do Ng-65°, Do Nm-46°, Do Np-57°, [001], Pl №40-42).

Роговая обманка присутствует сравнительно в малом количестве, но по размерам кристаллы более крупные (0,5-2,0 мм). Они почти полностью замещены хлоритом и рудным минералом. Иногда производят впечатление опацификации.

Лейсты плагиоклаза основной массы, сравнительно с фенокристаллами, более изменены, имеют нечеткое очертание. Величина их – 0,1-0,3 мм. Наблюдаются выделения вторичного кварца.

Биотит представлен чешуйками величиной в 0,1-0,2 мм. Они свежие, коричневые, с характерной биотитовой абсорбционной схемой.

Рудный минерал в виде мелких зерен рассыпан в основной массе.

Структура роговообманкового диабаз-порфирита в эндоконтакте – порфировая. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (Do Ng-68°, Do Nm-32°, Do Np-67°; [100]/(010); Pl №43-44; Nc Ng-27°; Nc Nm-63,5°; Nc Np-84°; (010); Pl №40-42), кристаллы которого большей частью идиоморфные и свежие; редко карбонатизированы. Выделения роговой обманки здесь не наблюдаются.

У слабо карбонатизированной основной массы структура витрофировая. Призматические кристаллы плагиоклаза в витрофировой массе расположены параллельно плоскости контакта с вмещающей породой.

Химический анализ центральной части породы соответствует петрографической природе (Табл. 7).

Таблица 7

Химический состав диабаз-порфирита из ущ. р.Шеисура (в %).

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	ппп	Σ
49,62	1,02	18,12	0,27	5,79	0,11	6,02	3,53	3,59	2,66	1,02	0,85	0,62	6,74	99,96

Как было отмечено выше, дайка сечет нижние горизонты изученного комплекса (свиту аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников). Исходя из этого факта, дайка по возрасту должна быть моложе раннемелового флиша. По радиологическим данным (Рубинштейн, 1967), возраст вулканогенного тела составляет 20млн.лет, что соответствует миоценовому времени. При этом, несмотря на то, что изучение биотита в диабаз-порфирите в общем создает впечатление о первичном происхождении минерала, ее ассоциация, местами с кальцитом и кварцем, дает возможность считать, что часть биотитовых чешуек является вторичной. Поэтому миоценовый возраст, определенный калий-аргоновым методом, возможно представляет возраст биотитизации, а не породы в целом. При этом, как отмечают, при определении абсолютного возраста суммарных проб породы даются омоложенные цифры. Поэтому естественно считать, что возраст исследованного жильного тела может быть древнее миоценового, вплоть до раннего мела.

Рассмотренная порода по минеральному составу почти идентична продуктам альб-сеноманского вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и диорит-порфиритам того же возраста окрестностей г.Кутаиси.

Базальтовый покров изученный в Циркольском разрезе заметно карбонатизированный; имеет порфировую структуру. Основная масса мелкокристаллическая, состоит из мелких кристалликов основных плагиоклазов и пироксенов с незначительным количеством магнетита. Порфиновые выделения представлены пироксеном и оливином.

Таким образом, описанные в ущ. р.Шеисури роговообманковый диабаз-порфирит и базальтовый покров в Циркольском разрезе представляют собой продукты одного из проявлений альб-сеноманского вулканизма в Крайнем море Большого Кавказа (Варсимашвили, 2005).

Вулканокластические образования развитые в исследованном флишевом комплексе изучены в разрезах, расположенных по рр.Малая Лиахви, Меджуда, Ксани, Арагви и Турдо.

Приведем краткое описание характерных пород нижне- и верхнемеловых вулканогенов.

Ортофуффит-роговообманково-андезинового порфирита состоит из кристаллов плагиоклаза, роговой обманки, кварца и обломков пород (Рис. 59). Плагиоклаз большей частью светлый, редко хлоритизированный или карбонатизированный, полисинтетически сдвойникованный, иногда зональный, кое-где видна серицитизация внутренней зоны; по углам симметричного погасания ( $\angle 330-30^\circ$ ) и по показателю преломления ( $N_m=1,55-1,558$ ) плагиоклаз относится к андезину (№ 40,42) и андезин-лабрадору (№ 48,50).



Рис. 59. Ортофуффит роговообманково-андезинового порфирита.  
Ник. +, ув.  $\times 130$ .

Роговая обманка светлая, зеленого цвета с хорошо выраженным плеохроизмом. В небольшом количестве наблюдается эффузивный кварц в виде угловатых зерен, иногда фенокристаллов.

Обломки пород представлены угловатыми зернами роговообманково-андезинового порфирита, нацело хлоритизированными слабоокатанными диабазовыми породами, в небольшом количестве – алевролитами и известняками. Цементирует слабокарбонатизированный и хлоритизированный туфовый материал.

Туфовый песчаник в основном того же состава, что и ортофуффит, с той лишь разницей, что здесь преобладают заметно окатанные хлоритизированные обломки пород. Местами хлорит-пелитовая масса цементирует измененный туфовый материал.

Кристаллокластический туф андезинового порфирита состоит из угловатых обломков плагиоклаза, реже кварца и мелких вкрапчин рудного минерала. Плагиоклаз частью альбитизированный, изредка карбонатизированный, андезин (№№30,45); кварц эффузивный. Рудный минерал представлен пиритом. Цементирует туфовый материал, местами слабокарбонатизированный (Рис. 60).

Туфовый известняк. В тонкозернистой органогенно-детритовой известковой массе в большом количестве (50-60%) присутствует пирокластический материал, представленный совершенно свежим андезином, андезин-лабрадором, зеленой роговой обманкой и угловатыми обломками плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов (Рис.61).

Туфы и туфобрекчии – зеленовато-серые. Сильно изменены. Туфы в основном витрокластического состава; связывающая масса представлена сильно хлоритизированным вулканическим стеклом. Изредка наблюдаются реликты кристаллов целиком замещенных карбонатом. В туфобрекчиях обломки представлены угловатыми зернами литокластических, витрокластических туфов и базальтов; связывающая масса – сильно измененное пелитизированное или хлоритизированное вулканическое стекло.



Рис. 60. Кристаллокластический туф плагиоклазового порфирита.  
Ник. +, ув.  $\times 47$ .

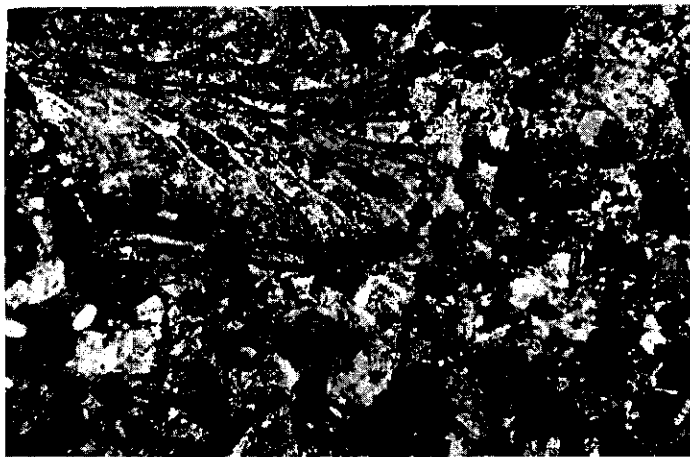


Рис. 61. Туфовый известняк.  
Б/а, ув.  $\times 25$ .

Все выходы вулканогенных пород, по стратиграфическому положению и микрофаунистическим данным, датируются альб-сеноманом и реже тураном. По составу же в основном относятся к кристалло- и литокристаллокластическим туфам, пара- и ортотуф-фитам, а также туфовым известнякам и мергелям андезин-лабрадоровых и андезин-роговообманковых кварцевых порфиритов.

В изученных разрезах для химической характеристики вулканогенов пришлось довольствоваться результатами химических анализов вулканокластолитов, которые приводятся здесь в таблице 8. Использовать эти анализы для числовых характеристик нам не представляется возможным, т.к. в них в значительном количестве присутствует примесь терригенного материала и продукты изменения пород. Несмотря на это, для полноты представления об исследованных вулканогенах они все же имеют определенное значение, и в общем подтверждают микроскопические данные, на основании которых изученные вулканогены имеют преимущественно андезит-базальтовый состав (Табл. 8).

Меловые вулканогены аналогичного состава отмечены в Абхазии, Самегрело, Шида Картли (Чечелашвили, 1969) и в Кахети. Изучены продукты мелового вулканизма в исследованном регионе. Они представлены сильно измененными туфами, туфобрекчиями, порфиритами, базальтами и др. Альб-сеноманская вулканическая фация по петрохимическому характеру является орогенной и относится к известково-щелочной ассоциации Тихоокеанского типа.

Химические анализы верхнемеловых вулканогенов (в %).

№ обр	2012	2913	2915	2752	2753	2757
Порода	Ортогуффит	Пелитовый туф	Кристаллокласт. туф	Пелитовый туф	Парагуффит	Литокрист. класт. туф
Место взятия	ущ. р.Ксани			ущ. р.Междуда		
SiO <sub>2</sub>	54,82	68,94	61,48	69,58	56,28	48,40
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,37	0,37	0,43	0,47	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,22	13,98	20,42	12,59	16,35	17,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	2,85	1,19	3,71	1,99	2,83
FeO	5,38	2,15	0,57	0,67	1,42	3,16
MnO	0,44	0,17	0,08	0,33	0,59	0,10
CaO	3,09	0,59	1,76	0,87	7,89	10,44
MgO	3,60	2,30	1,37	2,37	2,30	3,81
Na <sub>2</sub> O	3,70	0,51	5,02	0,51	4,69	3,07
K <sub>2</sub> O	0,53	2,28	1,27	2,16	0,16	0,92
SO <sub>3</sub>	0,20	0,34	0,54	0,61	0,40	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,28	0,34	0,24	0,47	0,57
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,90	3,76	3,96	3,82	6,66	7,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	1,40	1,65	2,50	0,62	1,00
Σ	99,92	99,92	100,02	100,39	100,29	100,27
Аналитик	А.Латария					

Почти во всех вышеописанных выходах вулканогены, как отмечалось выше, чередуются или сопровождаются (перекрываются ими, подстилаются) известняками. Это обстоятельство дает возможность подтвердить мнение Г.С.Дзоценидзе (1969) о том, что меловой вулканизм накладывается на карбонатный литогенез мелового периода и образует известняково-вулканогенные формации. На основании накопившегося материала выясняется, что меловые вулканогены имеют довольно широкое площадное распространение в флишевых отложениях Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа в пределах Грузии.

## ТЕРРИГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Изучение минералогии верхнеюрско-меловых флишевых отложений Восточного бассейна окраинного моря Большого Кавказа дает возможность установить среду осадконакопления и пути транспортировки слагающего обломочного материала изученных осадочных образований, определить гидродинамические условия этой среды и их влияние на транспортируемый материал (округление, преобразование и изменение), а также сгруппировать минералы в определенные парагенетические ассоциации для установления типов материнских пород.

Эти минеральные парагенезисы лишь в ограниченной мере наследуют исходные особенности состава питающих провинций и, прежде всего, отражают смену седиментационных обстановок.

Анализ материала по терригенной минералогии имеет также большое значение для прогнозирования зон выклинивания, коллекторов нефти и газа, для выбора перспективных районов, в которых следует предпринимать более детальные поисково-разведочные работы (месторождений углеводородов) с расчетом достижения практических результатов.

Для установления минералогического состава верхнеюрских и меловых флишевых отложений исследованного региона нами были изучены в иммерсионных препаратах тяжелые (уд. в. > 2,83-3) и легкие (уд. в. < 2,83-3) минералы алевритовых (0,1-0,01 мм) фракций изученных отложений.

При анализе установлено, что тяжелые фракции в изученных отложениях присутствуют в небольшом количестве – обычно в количестве десятых долей процента, лишь редко достигая целых процентов. Тяжелые фракции в незначительном количестве (< 0,1%) представлены в карбонатном флише; в переходящей свите количество их увеличивается и достигает максимальной величины (до 3%) в терригенных флишевых отложениях; в верхних горизонтах (апт, альб) этой же свиты опять начинает уменьшаться и в верхнемеловых отложениях редко превышает 0,2-0,1%. Надо отметить, что с увеличением терригенного материала в отложениях увеличивается и количество тяжелой фракции.

Тяжелые фракции, в основном, представлены группой рудных и устойчивых минералов, слюдами, хлоритом и карбонатом (Рис. 62). Среди рудных встречаются пирит, лимонит, магнетит. В ассоциации устойчивых минералов наиболее постоянными являются циркон, турмалин и титаносодержащие минералы. Сравнительно реже встречаются корунд, дернит-апатит, гранат, барит и флюорит.

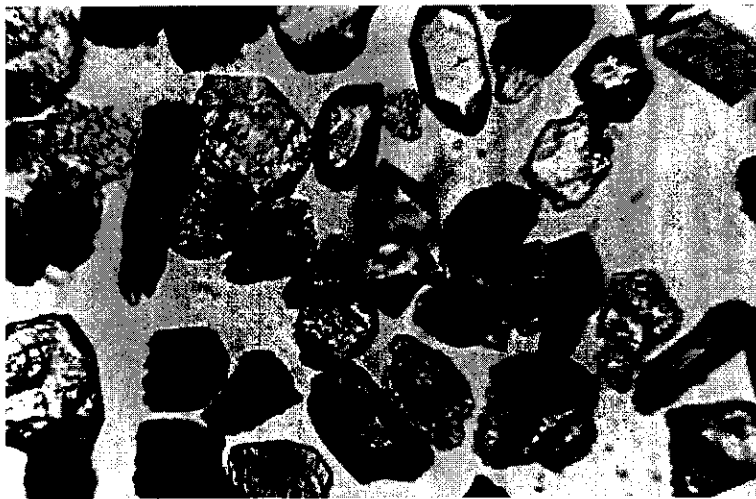


Рис. 62. Тяжелая фракция песчаника, представленная группой рудных и устойчивых минералов.

Б/а, ув.  $\times 75$ .

Ниже приводим описание и схему (Рис. 63) распространения ассоциации тяжелых минералов верхнеюрских и меловых отложений региона Шида Картли и басс. р. Арагви (на схему нанесены итоги минералогического анализа некоторых характерных разрезов).

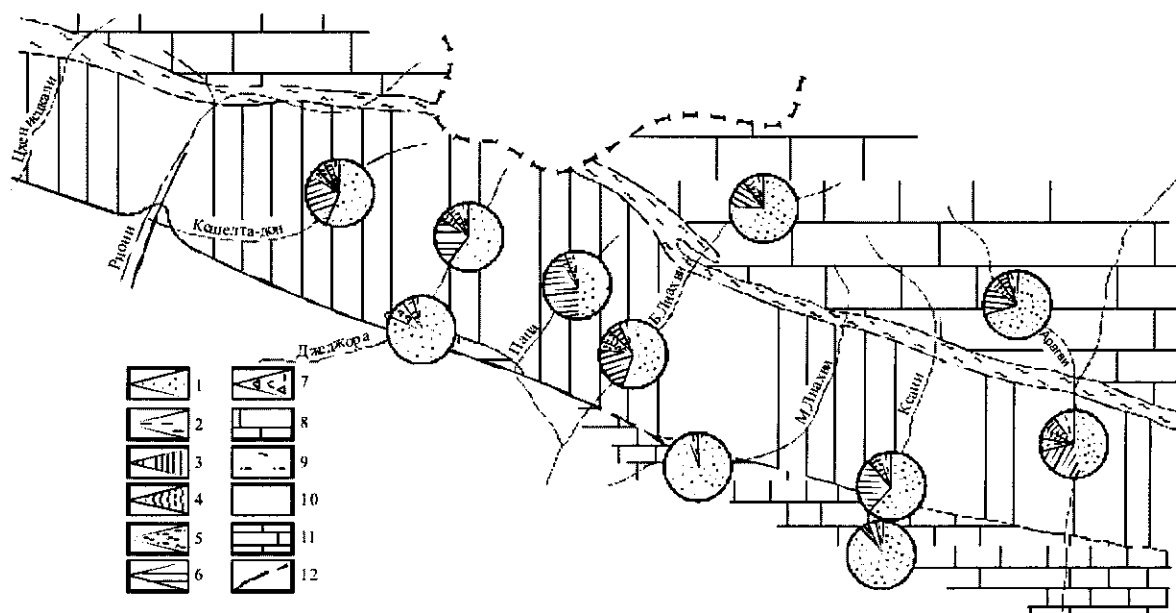


Рис. 63. Схема распространения ассоциации тяжелых минералов верхнеюрских и меловых отложений.

1 - рудный минерал; 2 - циркон; 3 - дернит, апатит; 4 - турмалин; 5 - титанистые минералы; 6 - слюда, хлорит; 7 - карбонат; 8 - карбонатная свита; 9 - переходящая свита; 10 - терригенная свита; 11 - верхнемеловые отложения; 12 - линия разлома.

Количество рудных минералов в тяжелых фракциях составляет в среднем 47-76%, изредка достигает 90-99%. Среди них наибольшим распространением пользуется пирит (пирит-марказит), менее распространен лимонит, магнетит же встречается редко в небольшом количестве.

**П и р и т** в основном вторичного происхождения, наблюдается как кристаллический, так и конкреционный. Кристаллический пирит представлен хорошо образованными гексаэдрическими, октаэдрическими и пентагондодекаэдрическими кристаллами. На гранях гексаэдров часто наблюдается штриховка. Сравнительно чаще встречается конкреционный пирит. Наблюдаются как отдельные крупные и мелкие конкреции, так и их друзы. Иногда вместе с пиритом встречаются слюда и кальцит, появление которых обычно связано с конкреционным пиритом. В таких случаях у зерна пирита с двух сторон видны конусообразные “выросты” светлой слюды и кальцита.

**М а г н е т и т** встречается сравнительно редко, представлен большей частью октаэдрическими кристаллами, реже - обломками неправильной формы и очень редко землистыми агрегатами. Иногда частично лимонитизирован, или же нацело замещен лимонитом.

**Л и м о н и т** образован преимущественно за счет пирита и магнетита. Землистые агрегаты лимонита встречаются редко.

Размеры рудных минералов колеблются в больших пределах – от 0,05 до 0,2 мм. Диаметр конкреционных образований достигает 0,5 мм, а иногда наблюдаются и более крупные зерна.

Из ассоциации устойчивых минералов, как отмечали выше, в изученных отложениях наиболее постоянным является **ц и р к о н**. В последнее время при решении геологических проблем все чаще встречаются труды относительно больших возможностей минералогического изучения “цирконовым” методом (Середин, 2003; Бойко, 2004; Патык-Кара и др., 2004; Драгомирецкий, 2004; Патык-Кара и др., 2009). Процентное содержание циркона составляет в тяжелых фракциях карбонатного флиша 3-5%, терригенного – 5-12% и верхнемелового – 4-8% (Рис. 64).



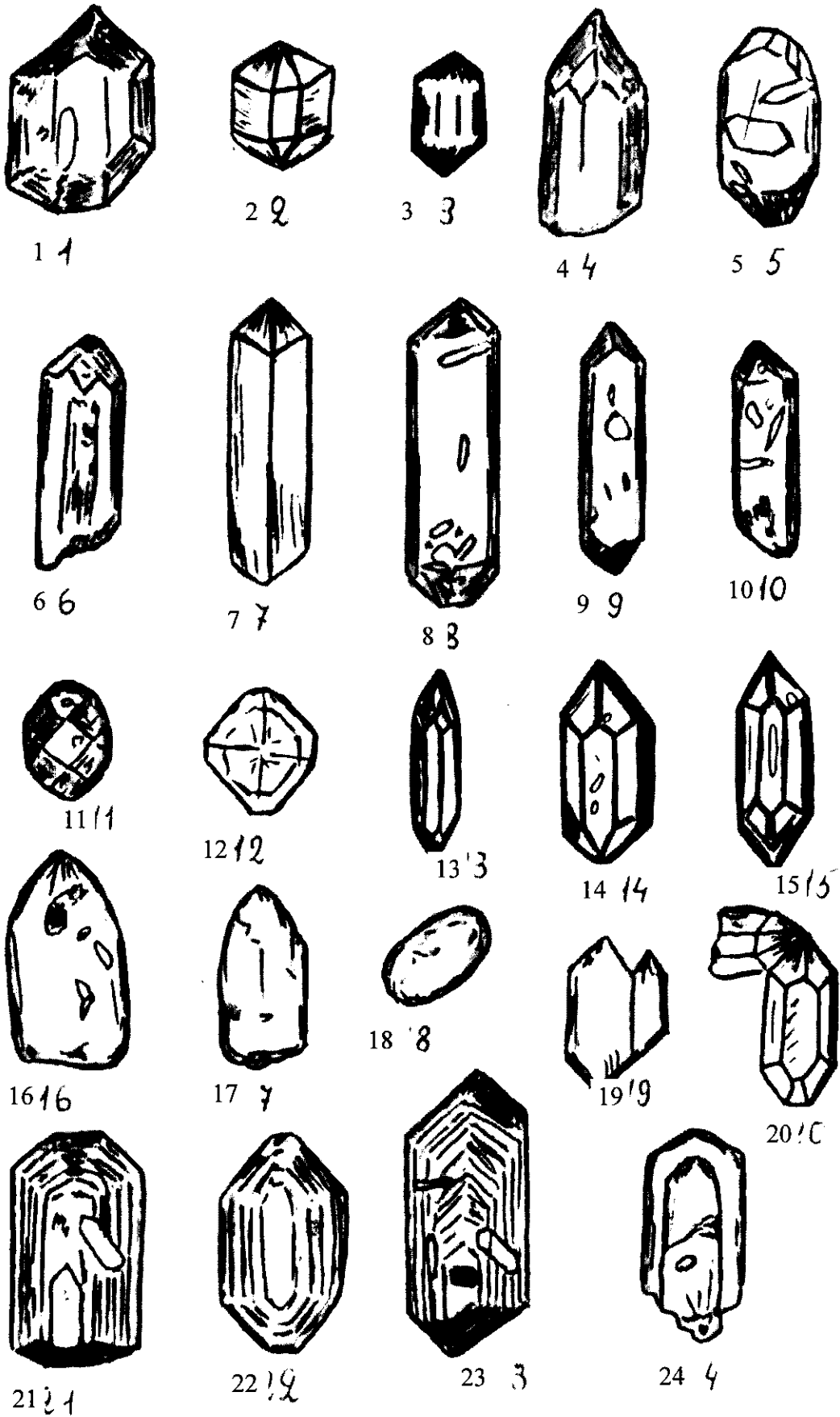


Рис. 64. Цирконы.

Встречаются следующие морфологические типы: обломки кристаллов, округлые зерна, в которых встречаются полностью округлые яйцеобразные, или реже шарообразные (Рис. 64-13,14) и частично округлые, у которых грани еще хорошо сохранены, но углы несколько источены и закруглены (Рис. 64-12,16,22).

Хорошо ограненные кристаллы цирконов представлены призматическими и изометрическими разновидностями (Рис. 64-1). В призматических различаются: короткопризматические ( $c/v=1-2$ ; Рис. 64-1,2,3), длиннопризматические ( $c/v=2-3$ ; Рис. 64-4,5,6, 7,8,9,10) и игольчатые ( $c/v=4$ ; Рис. 64-8,9,10,13, 15). В исследованных отложениях преобладают коротко- и длиннопризматические цирконы, а игольчатые встречаются реже.

Призматические кристаллы циркона характеризуются простыми кристаллографическими формами – призмами (110) и бипирамидами (111). Для некоторых кристаллов характерно присутствие базального пинакоида (001), срезающего вершины бипирамид (Рис. 63-4,5,8,10,14,20,21,22).

Изометрические кристаллы представлены, в основном, короткопризматическими кристаллами с гранями призмы и различных бипирамид, придающих кристаллам сложный изометрический габитус, близкий к округленному. По-видимому, из таких кристаллов в результате абразии развиваются шарообразные формы.

Почти все вышеотмеченные цирконы в основном бесцветные или желтоватые; реже встречаются темноокрашенные. Иногда наблюдаются зерна с зональным строением (Рис. 64-21,22,23). В зернах циркона часто присутствуют беспорядочно или ориентированно расположенные включения турмалина, рутила, циркона, пузырьков газа или жидкости (Рис. 64-1,8,9,10,14,15,16,21,23,24). Очень редко наблюдаются двойники циркона (Рис. 64-19,20).

Встречаются хорошо ограненные кристаллы цирконов (Рис. 65). Размер зерен циркона колеблется от 0,01 до 0,3 мм.

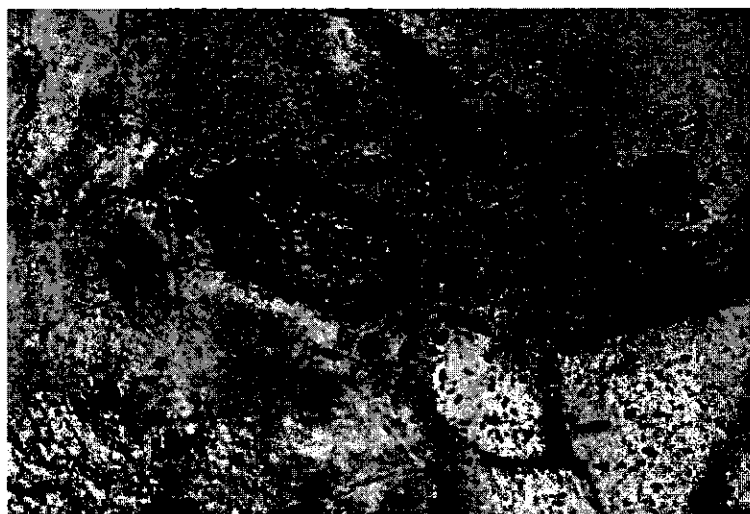


Рис. 65. Хорошо ограненный кристалл циркона в песчанике.

Б/а, ув.  $\times 175$ .

Рассматривая распределение различных типов циркона в флишевых отложениях исследованного региона, надо отметить, что в общем по количеству, окраске и размеру зерен циркон почти однороден по всему вертикальному разрезу комплекса. Но если рассмотрим распределение кристаллических и округлых форм циркона по вертикальному разрезу отдельно в терригенном флише можно заметить следующую закономерность – в нижних горизонтах большей частью наблюдаются округлые формы циркона, выше (во второй подсвите терригенного флиша) почти равномерно присутствуют и округлые и угловатые зерна, а в верхних горизонтах господствуют угловатые формы циркона.

Сходные типы цирконов в изученных отложениях указывают на то, что характер кристаллических пород, из которых они происходили, был также однотипен; округлая же форма зерен, по-видимому, частично является продуктом седиментационной переработки

(при переносе и отложении). Материнской породой для описанных цирконов, вероятно являлся и осадочный комплекс, т.к. округлый характер цирконов хорошо коррелируется с повышенным содержанием в этих же породах переотложенного кварца. Не исключена также возможность присутствия округлых зерен циркона в материнских кристаллических породах.

Турмалин также является почти постоянным компонентом изученных отложений, в основном в терригенном флише. Процентное содержание в тяжелых фракциях в среднем 2-7% (Рис. 66); в песчаниках и алевролитах иногда достигает 18%; реже наблюдается и в остальных породах исследованного комплекса. Турмалин представлен как в виде хорошо развитых призматических кристаллов (Рис. 66-1,2,3,4), так и окатанных (Рис. 66-5,6) и более или менее изометрично-яйцеобразных зерен (Рис. 66-7,8,9).

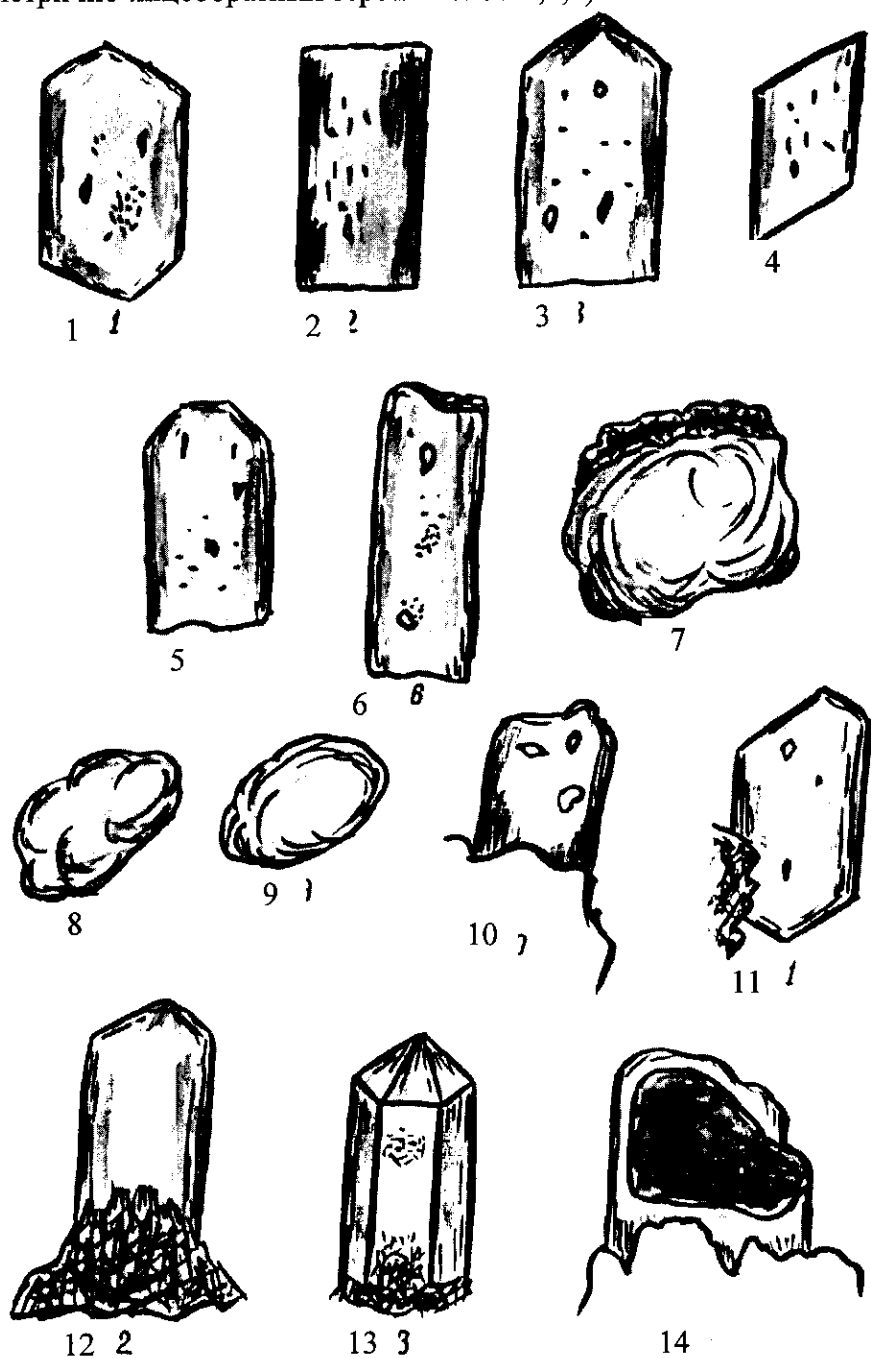


Рис. 66. Турмалины.

Размер зерен турмалина колеблется от 0,06 до 0,6 мм. Большинство из них содержит включения в виде непрозрачных пятен темного цвета, изредка наблюдаются мелкие, игольчатые кристаллики циркона и рутила. Встречаются следующие разновидности: коричневатожелтые, зеленовато-бурые и синие турмалины, последние очень редко.

Коричневато-желтые турмалины ( $N_g^1=1,660\pm 0,001$ ;  $N_p^1=1,638\pm 0,001$ ;  $N_g^1-N_p^1= 0,031$ ) представлены большей частью длиннопризматическими разновидностями.

Зеленовато-бурые турмалины ( $N_g^1=1,669\pm 0,001$ ;  $N_p^1=1,638\pm 0,001$ ;  $N_g^1-N_p^1=0,031$ ) представлены большей частью длиннопризматическими разновидностями. Кристаллические формы сходны с формой коричневато-желтых турмалинов. Зеленовато-бурые турмалины попадаются реже.

Синие турмалины ( $N_g^1=1,664\pm 0,001$ ;  $N_p^1=1,635\pm 0,001$ ;  $N_g^1-N_p^1=0,029$ ) встречаются исключительно в виде неправильных остроугольных зерен, являющихся обломками более крупных кристаллов. Попадают очень редко.

Как было сказано выше, турмалины в исследованных отложениях представлены хорошо окатанными и почти свежими остроугольными зернами, что свидетельствует о заимствовании минерала как из осадочных образований, так и из гранитных пород.

В изученном комплексе наблюдались и аутигенные турмалины (Рис. 67); они желтого цвета; характеризуются слабым плеохроизмом и сравнительно низкими цветами интерференции. По оптическим данным ( $N_g^1=1,665\pm 0,001$ ;  $N_p^1=1,633\pm 0,001$ ;  $N_g^1-N_p^1=0,022$ ) они относятся к дравитам. Представлены почти полнокристаллическими формами длиннопризматического габитуса (Рис. 66-10,11,12,13). Встречается также разрастание терригенных зерен турмалина (Рис. 66-14).



Рис. 67. Идиоморфный кристалл турмалина в тяжелой фракции песчаника  
Б/а, ув.  $\times 90$ .

В исследованных отложениях из титансодержащих минералов представлены: рутил, анатаз, брукит и лейкоксен, процентное содержание которых в среднем 1-3%, изредка достигает 21%.

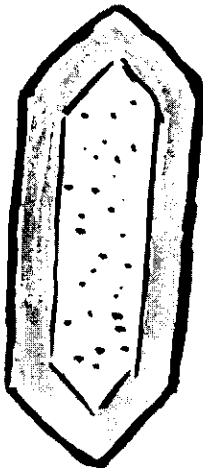
Р у т и л представлен темножелтыми или коричневато-желтыми длиннопризматическими кристаллами и обломками кристаллов (Рис. 68-1,2,3,4,5,6,7). Наблюдаются колеччатые, реже сердцевидные двойники (Рис. 68-8,9,10,11) и также хорошо окатанные зерна рутила (Рис. 68-12,13). На гранях призматических кристаллов хорошо видна штриховка. Хорошо сохранившиеся кристаллы большей частью представлены комбинациями призм и тетрагональных бипирамид (Рис. 68-3,5). Размер зерен 0,05-0,4 мм. Иногда в листочках хлорита и биотита наблюдаются плоские войлокообразные двойники рутила – сагениты. Как мы отмечали, пелитолиты исследованных отложений большей частью содержат мельчайшие иголки рутила.



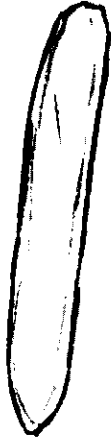
1 1



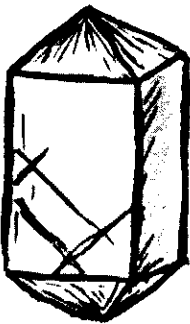
2 1



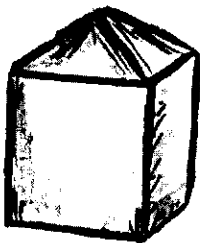
3



4 4



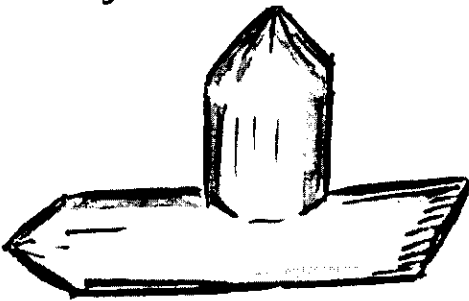
5 5



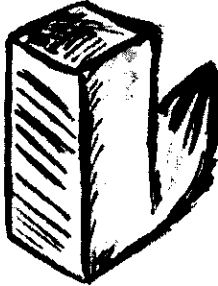
6 1



7



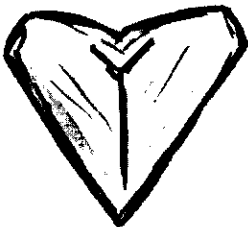
8 8



9 1



10 0



11 11



12 2



13 1

Рис. 68. Рутилы.

А н а т а з встречается в виде хорошо развитых призматических таблитчатых кристаллов или их обломков, часто с заметной штриховкой, параллельной граням. Призматические кристаллы представлены комбинациями призм и базопинакоидов (Рис. 69-1,2, 3); иногда встречаются неправильно развитые двойники (Рис. 69-4); цвет анатаза медово-желтый или желтовато-коричневый.

В прозрачных шлифах иногда различаются выросты хорошо развитых кристаллов анатаза из темных непрозрачных масс лейкоксена (Рис. 69-6). На основании этого можно сказать, что часть хорошо развитых кристаллов анатаза аутигенного происхождения, а другая часть – терригенная.

В исследованных отложениях из титаносодержащих минералов сравнительно реже встречается б р у к и т, который представлен темнокоричневыми, почти черными непрозрачными обломками кристаллов (Рис. 69-5).

В изученном комплексе редко встречается также л е й к о к с е н, который при отраженном свете представлен в виде непрозрачных белых ватообразных масс (Рис. 69-6) с новообразованными кристаллами анатаза.

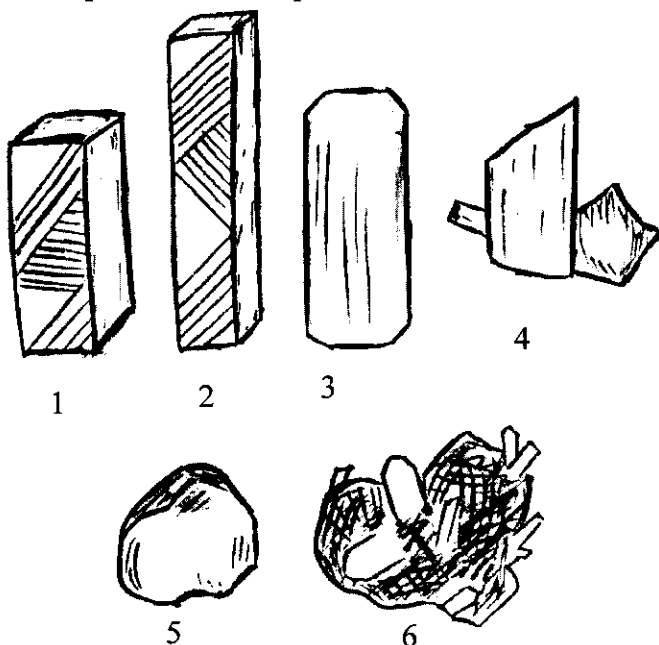


Рис. 69. 1-4 анатазы; 5 - брукит; 6 - лейкоксен.

Все вышеописанные титаносодержащие минералы встречаются почти всегда вместе, и в основном в песчаниках. Здесь они часто расположены параллельно напластованию (Рис. 70).

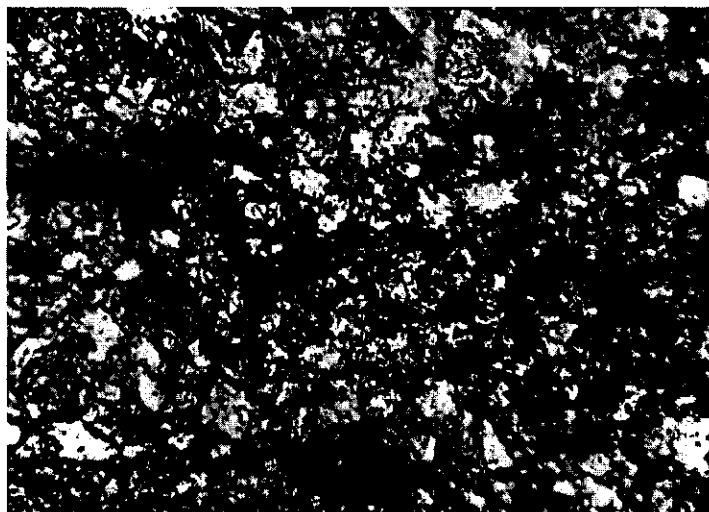


Рис. 70. Полосчато расположенные титаносодержащие минералы в песчанике.  
Б/а, ув. × 137.

В верхнеюрских и нижнемеловых флишевых отложениях исследованного региона очень редко встречается а п а т и т (<1%). Наиболее распространен он в породах верхнего горизонта нижнего мела (апг, альб) и в низах верхнего мела (сеноман, турон). Видимо, появление этого минерала связано с процессами альб-сеноманского вулканизма. Процентное содержание апатита в тяжелых фракциях в среднем 7%; спорадично достигает 88% (в разрезе ущ. р.Джеджора).

Апатит представлен в основном в виде прозрачных кристаллов (Рис. 71-1,4), чаще всего с обломанными концами; в меньшем количестве попадаются почти изометрические зерна (Рис. 71-5,7). Большой частью зерна апатита носят слабые следы окатанности, хотя изредка попадаются совершенно неокатанные кристаллы (Рис. 71-1,2), которые хорошо огранены и представляют комбинацию гексагональной призмы и бипирамиды. Минерал прозрачный, встречаются очень редко слабоокрашенные плеохроичные зерна (Рис. 71-5,6). В тяжелых же фракциях верхнеюрских и нижнемеловых флишевых отложений из группы апатита встречается минерал д е р н и т, который нами установлен в соответствующих отложениях Горной Рачи и Сванети, и почти не наблюдается в верхнемеловых отложениях.

Дернит представлен прозрачными, бесцветными или желтоватыми, всегда хорошо окатанными призматическими кристаллами с шероховатой поверхностью (Рис. 71-8,14), часто наблюдаются характерные базальные изотропные сечения (Рис. 71-11).

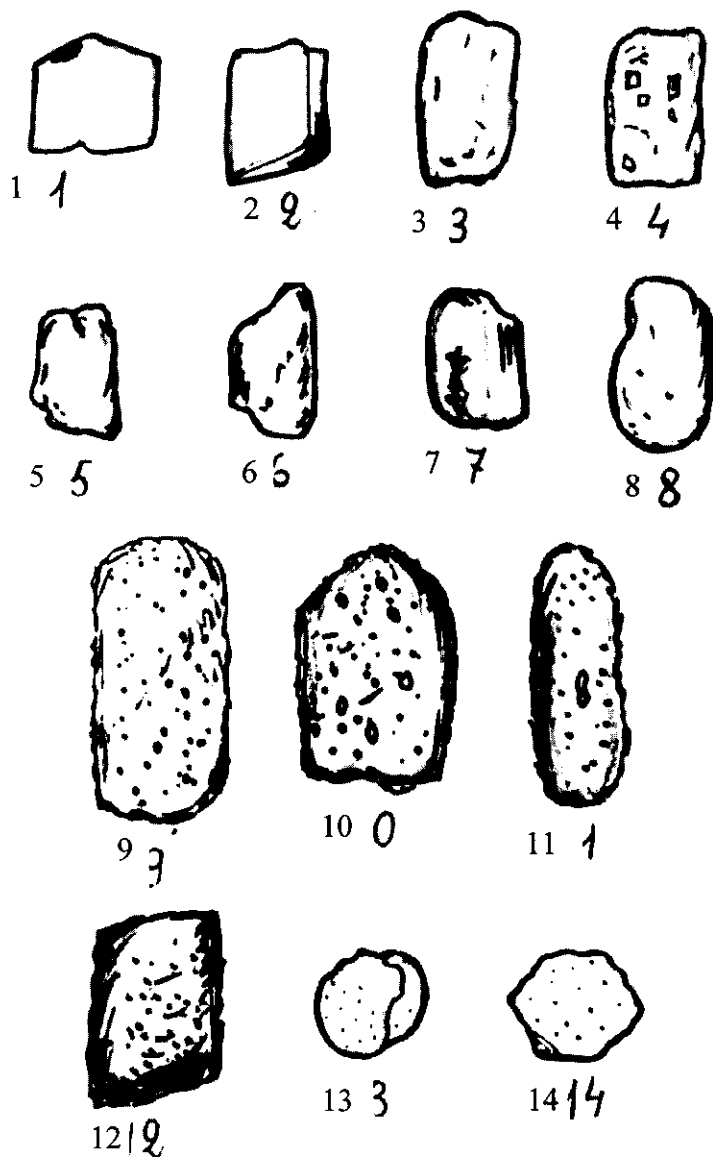


Рис. 71. 1 - 7 апатиты; 8 - 14 дерниты.

К о р у н д является малораспространенным минералом, встречается только лишь в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях (до 1%), в верхнемеловых породах нами почти не наблюдался. Представлен остроугольными обломками неправильной формы (Рис. 72-1,5). Обычно слабоокрашенный, встречаются зеленоватые или желтоватые, голубоватые, иногда бесцветные (прозрачные) зерна корунда. В последних часто наблюдаются пятна зеленоватого или голубого цвета. В некоторых случаях слабо плеохроичные. Характерен хорошо выраженный раковистый излом. Размер зерен различный – от 0,1 до 0,4 мм.

В верхнемеловых отложениях, особенно в сеномане и туроне, появляется минерал б а р и т (Рис. 72 - 6-11). Встречается в бесцветных пластинках по спайности с характерной шероховатой поверхностью и точечными включениями. С показателем преломления  $N_g^1=1,650\pm 0,001$ ,  $N_p^1=1,632\pm 0,002$ .

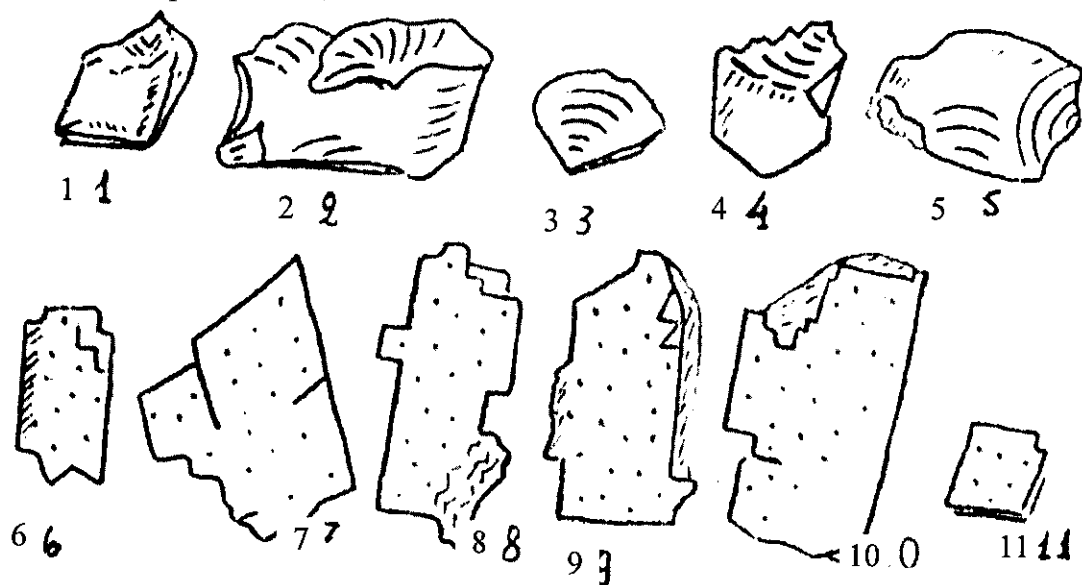


Рис. 72. 1- 5 корунды; 6 - 11 бариты.

Г р а н а т в исследованных отложениях встречается редко. Сравнительно часто наблюдался в восточных разрезах верхнемеловых отложений, в среднем 3%. Представлен зеленоватыми обломками неправильной формы. Характерен раковистый излом и ступенчатые формы растворения. Размер зерен 0,2-0,3 мм (Рис. 73).

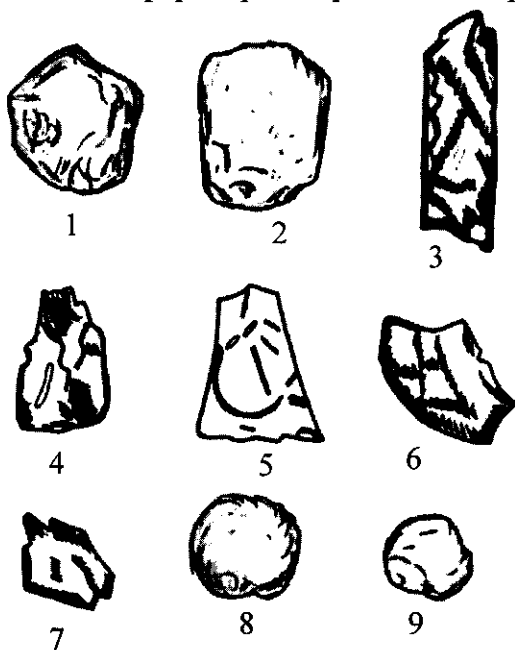


Рис. 73. Гранаты.



**Флюорит** нами наблюдался только в разрезе ущ. р. Аркала в верхнемеловых отложениях – в туроне. Представлен бесцветными неправильными зернами (Рис. 74) с раковистым изломом, реже попадаются прямоугольные или кубические формы. Часто наблюдаются включения кристалликов и пузырьков газа и жидкости. Минерал изотропный с низким показателем преломления  $1,436 > n < 1,430$ .



Рис. 74. Флюориты в тяжелой фракции песчаника.

Б/а, ув.  $\times 17$ .

Слюды, хлорит и карбонат в исследованных отложениях большей частью аутигенного происхождения, поэтому распределение этих минералов в разрезах несколько своеобразно. В некоторых случаях их максимальные количества приурочены к определенным частям разреза, а иногда они встречаются в небольших количествах на протяжении всего разреза. Они имеют широкое распространение по всему разрезу верхнеюрских и меловых отложений исследованного региона, особенно в переходящей и терригенной свитах.

**Слюда** встречается в виде вытянутых листочков и чешуек. Обычно она частично гидратизирована, имеет сравнительно низкий показатель преломления и пониженные интерференционные цвета. Количество в тяжелых фракциях не превышает 4%. Размер листочков в среднем 0,1-0,2 мм.

**Хлорит-мусковит** встречается в большом количестве; представлен бесцветными, или светлозелеными, реже бледнокоричневыми изометричными или удлиненными листочками. Изометричные листочки имеют низкие интерференционные цвета и иногда совершенно изотропны. В удлиненных листочках наблюдается чередование бесцветных и зеленоватых пакетов. Бесцветные пакеты имеют характерные для мусковита или для гидрослюды цвета интерференции. Чередующиеся же с ними зеленоватые пакеты хлорита почти изотропны или имеют очень низкие интерференционные цвета. Для них характерно волнистое погасание. Процентное содержание достигает иногда 50-60%. Обычно они скапливаются в терригенных породах исследованных отложений.

**Биотит** встречается в значительном количестве. Представлен бледнокоричневыми листочками с оборванными краями. Большинство из них содержит вкрапленники рудных минералов. Редко встречаются листочки с сагеновой решеткой; иногда же наблюдается беспорядочное расположение игольчатых кристалликов рутила в листочках биотита. Биотит большей частью гидратизирован – характерен слабый плеохроизм и низкие интерференционные цвета. Величина зерен – 0,5-0,9 мм.

**Хлорит** встречается в виде зеленоватых или бесцветных слабоплеохроичных, более или менее изометричных призматических листочков, волокнистого строения. Показатель преломления  $N_m = 1,572 \pm 0,002$ . Характерна аномальная синяя окраска при скрещенных

николях. По рентгеноструктурным данным<sup>2</sup> ( $d_{003}=4,795$ ;  $d_{004}=3,582$ ;  $d_{005}= 2,539$ ) и на основании вышеописанных оптических данных эту разновидность можно отнести к пеннину. Встречаются желтовато-зеленые призматические листочки хлорита, почти совершенно изотропные; показатель преломления  $N_m=1,613\pm 0,002$  – эти хлориты нами определены рипидолитом. Листочки хлоритов часто содержат мелкие вкрапленники рудных минералов рутила и циркона. Двойники игольчатого рутила иногда дают сагенит. Иногда в деформированных листочках иголки рутила беспорядочно разбросаны по всему хлориту, что указывает на то, что после процесса преобразования биотита в хлорит минерал испытал динамическое воздействие.

Процентное содержание слюд и хлоритов в исследованных отложениях в среднем 15-45%, но в терригенном флише иногда достигает 80-85%.

**К а р б о н а т** встречается в незначительном количестве, в отдельных случаях в отложениях верхней юры и верхнего мела его содержание достигает 20%. В иммерсионных препаратах определены сидерит и анкерит, которые представлены в виде мелких ромбоздров, часто лимонитизированных на поверхности; в единичных случаях количество сидерита достигает 60%, это явно аутигенные образования, приуроченные к эпигенетическим изменениям пород.

**П и р о к с е н** представлен в виде обломков кристаллов зеленоватого цвета с высокими цветами интерференции и большим углом погасания. Они большей частью свежие, изредка значительно эпидотизированы, реже хлоритизированы, а иногда пиритизированы и лимонитизированы.

В верхнемеловых отложениях встречаются единичные зерна моноклинного пироксена и роговой обманки; только в разрезе ущ. р.Меджуда в ортогупфитах количество роговой обманки достигает 23%.

**Р о г о в а я о б м а н к а** представлена в виде зубчатых зерен и неправильных обломков зеленого цвета; реже – в виде призматических кристаллов; большей частью свежая, редко хлоритизирована или частично опацитизирована.

Таким образом, характер минералогической ассоциации исследованных верхнеюрско-меловых флишевых отложений изученного региона указывает на то, что основными источниками питания флишевых отложений служили кислый субстрат, сложенный гранитоидами и метаморфическими породами, а также осадочный комплекс, сложенный, в основном, сланцами и песчаниками, на что указывает повышенное содержание устойчивых минералов.

---

<sup>2</sup> Рентгеноструктурное исследование производилось Р.А.Ахвледиани в Рентгеноструктурной лаборатории минералогического отдела ГИН Грузии.

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

При исследовании вещественного состава верхнеюрско-меловых флишевых отложений Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа в пределах Грузии установлено, что составляющие породы изученного комплекса претерпели постседиментационные преобразования, включающие как диагенетические, так и постдиагенетические преобразования, связанные с неустойчивостью различных минералов в изменяющихся термодинамических условиях. Исследованы в основном постдиагенетические изменения, т.к. последние, протекая в литифицированном осадке, сравнительно лучше дифференцируются от более ранних.

Несмотря на различие взглядов в отношении этапов преобразования пород, мнения большинства исследователей сходятся в том, что катагенез (или начальный и глубинный эпигенез) объединяет все явления изменения пород, происходящие в период после диагенеза и до начала метаморфизма. Конечную стадию катагенеза (или глубинного эпигенеза) ограничивают собственно осадочными породами, последующее – более интенсивное преобразование осадочной породы, сближающее ее с метаморфической, выделяют в переходную к метаморфизму – стадию метагенеза.

Все изменения исследованных отложений по характерным признакам относятся к стадии катагенеза (или начального и глубинного эпигенеза); протекающие при этом процессы имеют физико-химический характер. Следует заметить, что постдиагенетические процессы изменения развиваются несколько различно в исследованных карбонатной и терригенной флишевых толщах. Причина этого усматривается в различном характере исходного материала. Хотя ассоциация вторичных аутигенных минералов в характерных породах карбонатной и терригенной толщ одна и та же, но в известняках эта ассоциация несколько однообразнее и беднее чем в песчаниках. При этом, в песчаных и глинистых известняках процессы вторичного изменения выражены интенсивнее, чем в известняках с минимальной примесью кластического материала.

Как было отмечено, в верхнеюрско-меловых отложениях исследованного региона, среди кластолитов наибольшим распространением пользуются полевошпатово-кварцевые, слюдисто-полевошпатово-кварцевые, слюдисто-кварцевые, аркозово-кварцевые песчаники с глинисто-гидро-слюдистым или карбонатным цементом; среди карбонатных пород – песчаные и глинистые известняки. Постседиментационные изменения обломочных компонентов этих пород рассмотрим вместе.

### Породообразующие минералы

Среди обломочных породообразующих минералов различаются следующие типы изменения зерен: катаклаз - механические деформации, растворение под давлением и регенерация, обрастание и разрастание с замещением цемента песчаника, пластическая деформация.

Кварц и плагиоклаз наиболее широко распространенные терригенные компоненты исследованных отложений. Катаклазированные зерна кварца и плагиоклаза наблюдаются сравнительно редко, т.к. в мелко- и даже среднезернистых песчаниках дробление зерен происходит редко. Раздробленные части зерна обычно остаются на месте, не меняя положения и сохраняя общие контуры и оптическую ориентировку основного зерна. Раздробленные обломки “залечиваются” регенерационным кварцем или альбитом, иногда карбонатом и реже пиритом. На зернах кварца кое-где видны мелкие трещинки, выполненные кальцитом; последний часто корродирует “залеченное” зерно (Табл. V-3). Изредка встречаются катаклазированные обломки пород, дробленные части которых также как и кварца, не меняя положения и ориентировки, цементируются кальцитом или пиритом.

Растворение обломочных зерен под давлением развито широко и часто наблюдается в песчаниках безцементных или с минимальным количеством цемента. Кластические зерна

примыкают друг к другу соприкасаясь определенными точками. При сближении зерен под давлением они плотно прилегают, образуя сливные безцементные участки в песчанике. По характеру сопряжения зерен выделяются: конформная, инкорпорационная и микростилолитовая структуры. Конформная – это структура взаимного приспособления. Обломочные зерна под давлением изменяют формы таким образом, что соседние зерна плотно примыкают, приспособившись друг к другу, создавая плавные очертания (Табл. XXV-3). Нарушение строения кристаллической решетки в это время не происходит. Растворение зерен часто сопровождается также регенерацией кристаллических форм. В песчаниках исследованных отложений явления растворения под давлением хотя и не обнаруживают определенной ориентировки, но можно заметить, что процесс обычно развивается интенсивнее в направлении нормальном к слоистости. Растворение под давлением интенсивнее проявляется в разноразмерных песчаниках.

Инкорпорационная структура (структура внедрения) характерна для участков клас-тической породы с зернами различной устойчивости и растворения; здесь происходит внедрение более устойчивых в менее устойчивые к растворению зерна. Инкорпорационные структуры возникают чаще между зернами различного минерального состава.

Микростилолитовая структура развивается преимущественно при сопряжении зерен одинаковой устойчивости к растворению, при этом зерна взаимно проникают друг в друга в виде шипов, создавая микростилолитовые сочленения (Табл. XXIV-3; XXV-3). Чаще все эти сочленения зерен встречаются вместе, образуя сложные микроструктуры – конформно-инкорпорационные, конформно-регенерационные, микростилолитово-инкорпорационные и др. (Табл. XXIV-3,4; Табл. XXV-1,2,3).

В исследованных отложениях хорошо выражены явления растворения, одновременной регенерации и обрастания кварца и плагиоклаза. Кварц и плагиоклаз растворяясь переходят в интерстиционный раствор, малейшие изменения внутрислойных напряжений в различных точках породы приводят к миграции в месте с пониженным давлением и переотложению вещества, образуя при этом регенерационные каемки вокруг зерен и создавая соответственные структуры в песчаниках. При растворении и регенерации, как в песчаниках, так и в известняках, часто создаются условия для обрастания кластических и регенерированных зерен кварца и плагиоклаза.

В песчаниках с глинисто-гидролюдистым и реже карбонатным цементом, где отсутствует непосредственное соприкосновение зерен; кварц и альбит, растворяясь со стороны воздействия давления, в противоположном направлении обрастают волокнистым кварцем и гидролюдисто-серицитовыми щетковидными образованиями, создавая т.н. “бородатые” зерна плагиоклаза (Табл. X-2) и кварца (Табл. IV-1). Такие щетковидные образования, развиваясь между зернами, создают как бы перемычки между ними, связывая между собой зерна кварца и плагиоклаза (Табл. IV-2,3). Волокнистые кварц и гидролюда часто обрамляют также скопления пирита (Табл. XX-2; Табл. XXI-3; Табл. XXII-3).

Плагиоклаз, как отмечалось нами ранее, в исследованных отложениях встречается преимущественно в виде альбита. Предполагается, что в исходных породах плагиоклаз был представлен как альбитом, так и олигоклазом и, возможно в незначительном количестве, более основными разновидностями; в процессе постседиментационного изменения с увеличением давления, развитием пластической деформации создавались оптимальные условия для их альбитизации (высвобождение из решетки Ca и Al и замещение их соответственно Na и Si). Вследствие этого в песчаниках и песчаных известняках верхнеюрско-нижнемелового флиша редко попадаются плагиоклазы с более высоким чем 10-12 номеров, обычно №№ 1-7, соответствуя альбиту, и реже – олигоклаз-альбиту.

Вторичные кварц и альбит в исследованных отложениях обычно наблюдаются вместе.

Различаются несколько разновидностей вторичного кварца и альбита: регенерационные каемки; каемки обрастания вокруг кластических зерен, разрастающиеся затем в свободном поровом пространстве и замещающие цемент песчаника; мелкие идиоморфные кристаллы; шестоватые, вытянутые в определенном направлении зерна.

Вторичный кварц и альбит в виде регенерационных каемок широко распространены в песчаниках как с глинисто-гидрослюдистым, так и с карбонатным цементом, а также и в песчаных известняках. Вокруг угловатых или окатанных кластических зерен кварца и альбита наблюдается кайма обрастания их соответственно вторичным кварцем и альбитом.

Кластический кварц часто содержит точечные включения пузырьков газа и жидкости, мельчайших кристалликов или чешуек минералов (Табл. I-3,4; Табл. III-1,2). На поверхности обросшего кластического зерна кварца иногда видны точечные образования глинисто-гидрослюдистого вещества или узкая полоска-“рубашка” окисей железа, которые ограничивают кластический кварц от вторичной регенерационной каймы (Табл. IV-3,4). В результате развития регенерационной каймы, иногда восстанавливаются кристаллографические очертания кварца (Табл. I-1); регенерационные каемки обычно не содержат включений, ширина их меняется от сотых до десятых долей миллиметра.

Кластические зерна альбита иногда пелитизированы, мутноватые, кое-где видна альбитизация более основных разновидностей плагиоклаза. Как альбиты, так и альбитизированные зерна часто регенерируются - вокруг пелитизированного помутневшего ядра альбита видна совершенно чистая - водяно-прозрачная регенерационная кайма с несколько пониженным показателем преломления по сравнению с кластическим зерном (Табл. XII-3,4; Табл. VII-2,3) иногда регенерированные зерна обрастают каймой вторичного же альбита, частично теряя идиоморфность (Табл. VI-4).

В случае альбита регенерируются как монокристаллы, так и полисинтетически сдвойникованные зерна; при этом, часто двойники кластического зерна продолжают в регенерированной части, не меняя оптической ориентировки (Табл. VII-2). В этом случае наблюдается полное совпадение оптических индикаторов аутигенной и кластической частей альбита. Реже, полисинтетически сдвойникованное зерно обрастает единой - не сдвойникованной каймой альбита (Табл. X-3). Часто регенерированные зерна кварца и альбита встречаются вместе (Табл. IX-3; Табл. XI-3).

В аркозово-кварцевых песчаниках исследованных отложений микроклин присутствует в небольшом количестве. Обломочные зерна с хорошо выраженной решетчатой структурой иногда регенерированы. Регенерационная кайма не обнаруживает иногда двойниковой структуры (Табл. XIV-3). Показатель преломления аутигенной каймы в точности равен таковому обломочного зерна и лишь изредка чуть занижен. Ориентировка оптической индикатриссы новообразованной каймы микроклина несколько отличается от обломочного зерна. Толщина регенерационной каймы - 0,03-1 мм, внешние края часто неровные.

Как регенерированные, так и обросшие зерна часто интенсивно корродируются карбонатом. Иногда карбонат корродирует зерна в одном определенном направлении, разъедая регенерированные и обросшие зерна кварца с одной стороны, и создавая причудливые очертания (Табл. II-3; Табл. III-1,2,3), тогда как с противоположной стороны наблюдается нарастание кварца.

Регенерированные зерна альбита часто корродируются карбонатом, а также глинисто-гидрослюдистыми и хлоритовыми образованиями (Табл. IX-4). Зерна полисинтетически сдвойникованного регенерированного альбита по краям корродируются с одной стороны карбонатом, с другой - переходят в сноповидный или волокнистый гидрослюдисто-мусковитовый агрегат, который в свою очередь переходит в кварц (Табл. X-1,2,4; Табл. XII-2). В некоторых случаях альбитизированный полисинтетически сдвойникованный регенерированный плагиоклаз корродируется кальцитом и обрастает с противоположной стороны листочками гидрослюды (Табл. X-3). Коррозия кальцитом зерен кварца и плагиоклаза широко распространена в песчаниках с карбонатным цементом. Часто в контакте кварца и альбита с карбонатом хорошо видна реакционная каемка (Табл. XI-1,2,3). Регенерированные кристаллы альбита, обросшие каймой вторичного кварца направленно корродируются кальцитом и также создают причудливые формы зерен (Табл. IX-4). Следует отметить, что интенсивная коррозия и растворение кварца и плагиоклаза наблюдается в песчаниках с хлорит-гидрослюдистым цементом с примесью биотита; причину этого

большинство исследователей усматривает в увеличении щелочности интерстиционных растворов, в выносе К и образовании  $K_2CO_3$ .

Следующая разновидность аутигенного кварца и плагиоклаза – это каемки обрастания вокруг кластических зерен, затем разрастание их в свободном поровом пространстве и замещение цемента. В песчаниках с глинисто-гидрослюдистым и карбонатным цементом, а также в песчаных известняках исследованных отложений, наблюдается обрастание регенерированных и обломочных зерен кварца и альбита (Табл. V-2), а также явления последующего их разрастания и припаивания. При этом, обрастание происходит обычно соответственно кварца-кварцем (Табл. V-2), и альбита-альбитом же (Табл. IX-2). Чаще обрастающим минералом, как кварца, так и плагиоклаза, является вторичный кварц. Обрастание регенерированных зерен альбита и кварца часто происходит соответствующими минералами следующей генерации с последующим припаиванием соседних зерен; “припаивающим” здесь также является кварц. Процессы развиваются в следующей последовательности: кластические зерна регенерируются кварцем и альбитом I-ой генерации, затем обрастают этими же минералами следующей генерации, образуя каемки иногда с неправильными очертаниями. В следующий этап, кварц разрастаясь, замещает цемент межзерновых пространств и “спаивает” различно ориентированные обросшие зерна (Табл. I-4; Табл. III-4). Регенерированные зерна альбита часто обрастают кварцем, кварц же редко обрастает альбитом. Также редко вторичный альбит замещает межзерновые пространства в цементе.

Идиоморфные кристаллы вторичного кварца и альбита широко распространены в флишевых отложениях исследованного региона. Изученные разновидности вторичного кварца и альбита встречаются как в карбонатной, так и в терригенной толщах. Сравнительно в большом количестве присутствуют в карбонатных породах – в песчаных, глинистых и кластических известняках, в мергелях, в карбонатных песчаниках и, в меньшем количестве в песчаниках с глинисто-гидрослюдистым цементом, а также в пелитолитах.

Мелкие идиоморфные кристаллы кварца и альбита развиты преимущественно в тонкозернистых, сравнительно слабо глинистых и слабо песчаных известняках, реже – в мергелях.

В названных породах кварц представлен шестигранниками или призматическими кристаллами, на концах которых развиты грани ромбоэдра. Все такие кристаллы прозрачны - не содержат включений. Идиоморфные кристаллы часто корродируются кальцитом, который образует хорошо развитую реакционную кайму вокруг кварца (Табл. I-1).

Идиоморфные кристаллики альбита большей частью таблитчатые – уплощенные с хорошо развитыми гранями (010), имеют ромбовидные или шестиугольные формы (Табл. VI-1; Табл. VII-1,4), реже встречаются кристаллики с преимущественным развитием базопинакоида (001), представленные шестиугольными и реже – прямоугольными формами (Табл. VI-3). Их показатель преломления равен  $N_p=1,525$ ,  $N_g=1,531$ , угол оптических осей колеблется в пределах  $86-88^\circ$  (характерный для аутигенного альбита). Наблюдаются также хорошо развитые формы кристаллов с полисинтетическим двойникованием (Табл. IX-1). Иногда полисинтетически сдвойникованные кристаллы корродируются кальцитом (Табл. XI-2). В кластических известняках карбонатного флиша часто встречаются скопления идиоморфных кристаллов альбита. Идиоморфные кристаллы иногда локализованы в кластической части породы – в обломках мелкозернистых песчаных известняков (Табл. V-4). В цементирующей части известняка наблюдаются обособленные скопления как единичных, так и полисинтетически сдвойникованных альбитов (Табл. VIII-1,2), среди которых иногда видны друзовидные образования призматических кристаллов, иногда корродированных карбонатом (Табл. VIII-3,4). Единичные идиоморфные кристаллы альбита часто пересекаются тоненькими прожилками кальцита (Табл. VII-1), которые иногда огибают кристаллы или, как бы растворяясь в них, продолжают по их другую сторону (Табл. VII-4). Мелкие аутигенные кристаллики альбита и реже кварца, кроме известняков, наблюдаются иногда в алевро-пелитовых породах, в которых видны скопления аутигенных, почти идио-

морфных кристалликов альбита с несколько расплывчатыми очертаниями как бы связанных между собой чешуйчато-волокнистой гидрослюдистой массой; в центре таких кристаллов видны мельчайшие чешуйки серицита, а иногда – более крупные скопления пирита (Табл. XIII-3,4).

Кварц и альбит в виде шестоватых вытянутых в одном определенном направлении зерен встречаются большей частью в ориентированно-зернистых песчаных и глинистых известняках, а также в разлинзованных известняках. В последних преобладает кварц. Шестоватые разновидности же альбита встречаются реже и, обычно в малом количестве, присутствуют вместе с кварцем. Удлинение зерен кварца обычно совпадает с направлением ориентированных зерен и разлинзованием вмещающих известняков. Удлиненные зерна кварца в разлинзованных известняках иногда наблюдаются в ядрах линз, чаще – в определенных участках породы; располагаясь параллельно, они образуют своеобразную “шестоватую мозаику” (Табл. I-2; Табл. II-1; Табл. VI-1). Иногда шестоватые зерна кварца в разлинзованном известняке деформируются, принимая линзообразную форму (Табл. II-1,3). Кое-где шестоватый кварц на концах переходит в мелкоагрегатную разновидность и замещается игольчатой гидрослюдой.

В шестоватых разновидностях соотношение длины и ширины зерен кварца достигает 1:10 (Табл. VI-1). В разлинзованных известняках изредка наблюдается переход регенерированных зерен плагиоклаза в шестоватую разновидность (Табл. XIII-1). Удлиненные формы и параллельное расположение зерен кварца и альбита обусловлены односторонним давлением - стрессом; в направлении максимального давления происходит растворение, а в противоположном же - нарастание на кластические зерна и удлинение их.

Таким образом, все или почти все описанные постседиментационные изменения кварца и плагиоклаза, в основном, вызваны растворением под давлением, регенерацией и перетолжением – движениями интерстиционных растворов – процессами изохимического характера без привноса материала.

Слюда в исследованных отложениях представлена биотитом и мусковитом. Мусковит встречается реже и к изменениям довольно устойчив. В постседиментационный период его изменение здесь ограничивается, в основном, деформацией. В песчаниках иногда наблюдаются деформированные листочки мусковита с неровными или расщепленными концами (Табл. XV-1).

Биотит в процессе постседиментационных изменений является одним из наименее устойчивых компонентов. Изменения биотита связаны с процессом приспособления его бытия к новым физико-химическим условиям. В верхнеюрско-нижнемеловых отложениях неизменные листочки биотита встречаются очень редко – обычно наблюдается гидробиотит, хлорит-мусковит и мусковитоподобная слюда. Все эти слюды образованы за счет изменения обломочного биотита, присутствующего в значительно большем количестве в исходных кластогенных породах верхнеюрско-нижнемелового флиша.

Изменение биотита в исследованных отложениях проявляется в основном в деформации, аморфизации и хлоритизации. Листочки биотита, претерпевая пластическую деформацию, изгибаются, расщепляясь на концах (Табл. XV-2). При этом иногда разбухают – окаймляют и облекают обломочные зерна кварца и плагиоклаза (Табл. XVIII-4). Иногда на изогнутых листочках биотита и вокруг них видны выделения кальцита и акцессориев (Табл. XIX-4). Отдельные листочки, деформируясь и раздуваясь, приобретают сноповидный облик (Табл. XIX-1). В песчаниках и в песчаных известняках наблюдается аморфизация и хлоритизация биотита. Аморфизируясь, биотит утрачивает кристалличность и превращается в сгусткообразный изотропный минерал бурого цвета. При аморфизации, а также обесцвечивании биотита, происходит вынос и фиксация по близости Fe, в виде пирита и сидерита. Иногда вместе с сидеритом и пиритом видны скопления акцессориев (Табл. XVI-1,2,3,4). При хлоритизации биотит частично обесцвечивается, приобретая зеленоватую окраску; двупреломление понижается, образуется гидробиотит, затем происходит разбухание, расщепление и замещение его сложным чередованием пакетов светлозеленого,

почти изотропного хлорита, обесцвеченного гидробиотита, мусковитоподобного минерала или типичного мусковита с высоким двупреломлением. В терригенном флише в слюдисто-плагиоклазово-кварцевых песчаниках слюда большей частью представлена такими хлорит-мусковитовыми листочками, которые иногда заметно деформированы (Табл. XVI-1,2; Табл. XVII-3). Листочки хлорит-мусковита разбухая приобретают преимущественно боченкообразный габитус. Величина этих боченковидных образований в несколько раз превосходит величину других зерен песчаника (Табл. XVII-1,2,3,4).

Иногда пакеты хлорита и мусковита разбухают и расслаиваются только в центральной части, приобретая линзообразную форму. В этих пакетах также видны новообразования сидерита, пирита, а иногда альбита и кварца (Табл. XVIII-1,2,3). Часто эти новообразования развиты между пакетами хлорита и мусковита, как бы раздвигая их (Табл. XIX-2,3). В богатых слюдой мелкозернистых песчаниках и алевролитах, листочки хлорит-мусковита часто расположены субпараллельно (Табл. XVI-2,3,4). Таким образом, в постдиагенетический период происходит изменение структурной решетки биотита и последовательное преобразование его в гидробиотит, хлорит, мусковитоподобную слюду, в хлорит-мусковит и мусковит.

Кальцит относится к породообразующим минералам, но являясь диагенетическим образованием, претерпевает сравнительно небольшие изменения в постдиагенетическом периоде. Эти изменения выражаются, в основном, в перекристаллизации и укрупнении кристаллов, в появлении жилок кристаллического кальцита, а также в обрастании кластических зерен пород в известняках кластическими или шестоватыми кристалликами вторичного кальцита.

### **Второстепенные минералы**

В отложениях верхнеюрско-мелового флиша изученного региона, кроме породообразующих, наблюдаются и другие – второстепенные постдиагенетические минералы, некоторые из которых образованы в период диагенеза осадка и претерпели изменения в следующем – постдиагенетическом этапе. Рассмотрим некоторые из них.

Пирит встречается вместе с марказитом и различить их в шлифе, при отсутствии характерных, хорошо развитых кристаллов, практически невозможно. Поэтому их описываем вместе.

Пирит (марказит) в виде мельчайших рассеянных пылевидных зерен, придающих породе темный цвет, часто наблюдается в темных тонкозернистых – микритовых глинистых известняках карбонатного флиша и составляет более 30% нерастворимого остатка породы. Часто присутствует в виде отдельных мелких кубических кристаллов и их скоплений в цементе песчаников и в карбонатной массе известняков. Мелкие кристаллики инкрустируют органические остатки и выполняют полости раковин микрофауны. Иногда вместе с сидеритом выделяются на измененных листочках биотита (Табл. XX-1). Призматические кристаллы пирит-марказита и их скопления наблюдаются в цементе плагиоклазово-кварцевых песчаников (Табл. XX-4). Мелкокристаллический, а также мелкозернистый пирит образует скопления веретенообразной, сфероидной или неправильной формы; последние иногда встречаются вместе (Табл. XXI-1). Сфероидные микроконкреции пирита скопляются в виде линзочек (Табл. XXIII-1). Отдельные сфероиды иногда окаймляются коротковолокнистыми венчиками гидрослюды (Табл. XXII-3).

Сидерит встречается в песчаниках и алевролитах терригенного флиша, а также в песчаных и глинистых известняках карбонатного флиша; наблюдается в цементе песчаников или в основной известняковой массе глинистых и песчаных известняков в виде хорошо ограненных мелких остроугольных ромбоэдральных кристаллов (Табл. XXXIV -1,2,4), чечевицеобразных мелких зерен (Табл. XXXIV-3) или их скоплений около листочков слюд (Табл. XVIII-3,4). Кристаллы сидерита чуть желтоватые или коричневатые, прозрачные или просвечивающие, имеют ромбоэдральную форму с хорошо развитыми гранями ромбоэдров. Размер их не превышает 0,2 мм. Вокруг кристаллов сидерита часто видна непрозрачная



кайма гидроокисей железа (Табл. XXXIV-1). Гидроокиси иногда развиваясь заполняют кристаллы сидерита целиком (Табл. XXXV-2).

В виде мелких скоплений сидерит наблюдается близ листочков хлорит-мусковита, где образуется за счет изменения биотита. Вместе с сидеритом иногда присутствует и анкерит, но различить кристаллы сидерита и анкерита в шлифах очень трудно, поэтому они описываются вместе.

В карбонатном флише западной части исследованного региона (ущ. р.Лухунисцкали) в толстом слое темного слабопесчаного известняка были замечены обломки угля, обросшие пластинчатой гидрослюдой, переходящей в чешуйчатый мусковит, а затем в шестоватый кварц (Табл. XXXIII-1,2,3,4). Уголь, определенный в лаборатории термобарохимии КИМСа, оказался антрацитом; по степени изменения относится к метаморфизированным разновидностям - попав в осадок с кластическим материалом, претерпел изменения вместе с вмещающей породой и, также как пирит, оброс аналогичными с ним новообразованиями.

Аутигенные титановые минералы представлены анатазом, сфеном, лейкоксеном. В меньшем количестве наблюдаются рутил и брукит. Все они наблюдаются в виде отдельных кристаллов и их скоплений, иногда образующих "микродрузы", реже – ватовидные лейкоксеновые массы, выполняющие межпоровые пространства в песчаниках. Как было отмечено выше, отдельно кристаллы анатаза и сфена и их скопления наблюдаются в песчаниках преимущественно с карбонатным, частично перекристаллизованным цементом. Анатаз присутствует в виде хорошо ограненных таблитчатых или пирамидальных кристалликов. Кристаллики сфена имеют характерную конвертообразную форму; кристаллы брукита же неправильной формы и встречаются реже. Рутил также встречается реже, чем анатаз и сфен, и представлен длиннопризматическими и иногда игольчатыми кристаллами. Скопления титановых минералов часто ассоциируют с аксессуарными и рудными минералами (Табл. XXXVII-3). В некоторых случаях все эти минералы обрастают гидрослюдой, которая окаймляет отдельные кристаллы, а иногда скопление нескольких минералов (Табл. XXXVII-1). В цементе карбонатных песчаников часто наблюдаются лейкоксеновые массы и хорошо ограненные кристаллы сфена, выполняющие межзерновые пространства (Табл. XXXVI-2; Табл. XXXVI-4). В цементе карбонатных песчаников иногда наблюдаются микрожеоды, выполненные в центре кристаллическим кальцитом, а по периферии с внутренней стороны инкрустированные идиоморфными кристаллами сфена и анатаза с хорошо развитыми конечными гранями (Табл. XXXVI-3,4). Титановые минералы – анатаз, сфен, лейкоксен и рутил наблюдаются также и в песчаных известняках (Табл. XXXVII-2), в карбонатной массе которых иногда видны ватообразный лейкоксен с друзообразными мелкими сростками кристаллов сфена и рутила по краям. В разлинзованных песчаных известняках часто видны мелкие кристаллики титановых минералов – преимущественно сфена, которые окаймляют кластические зерна пород; при наличии среди них обломков сланцев, скопления титановых минералов концентрируются в последних. Мельчайшие игольчатые новообразования рутилов наблюдаются и в сланцеватых аргиллитах. Хорошо развитые кристаллы вторичных титановых минералов приурочены преимущественно к карбонатным и терригенно-карбонатным породам. В кластогенных породах встречаются лейкоксеновые массы и слабо развитые кристаллы. Их образование связано с кластическим ильменитом и титан-магнетитом при разложении которых высвобождается титан, фиксируясь в виде  $TiO_2$ . В пользу этого свидетельствует ассоциация аутигенных титановых минералов с рудными минералами. Некоторая часть  $Ti$  поступает также в раствор при изменении биотита.

Как отмечалось выше, породы флишевой толщи в различных направлениях секутся постседиментационными прожилками кальцита, кварца и кварц-кальцита. Мощность их колеблется от 0,1 до 1,5 мм. Кальцитовые жилы встречаются часто. Они иногда вертикально секут слои, выполняя эндогенные трещины и не выходя за пределы одного слоя. Кое-где тонкие прожилки секут породу в различных направлениях (Табл. XXXV-4). Кальцитовые прожилки часто встречаются в слабопесчаных, богатых аутигенным альбитом известняках,

иногда пересекая или как бы растворяясь в них (Табл. VII-1,4). В некоторых случаях наблюдается пересечение более мощных жил кальцита тонкими прожилками кальцита же следующей генерации (Табл. XXXI-4). В пиритизированных породах карбонатного флиша часто видна сеть кальцитовых прожилков, чаще же прожилки ориентированы в определенном направлении (Табл. XXIII-2,4). Прожилки кварца встречаются реже, чем кальцита. Обычно характеризуются мелкоагрегатностью. Иногда выполняют мелкие трещинки в известняках (Табл. XXXV-3). В некоторых случаях видны окварцованные участки, которые при ближайшем рассмотрении часто оказываются испещренными мелкими прожилками кварца, как бы показывающими движение флюидов вдоль трещин (Табл. XXXII-3,4). Прожилки взаимно пересекаются, показывая приуроченность их к различным генерациям. Иногда кварцевые прожилки пересекаются пирит-гидрослюдистым прожилком (Табл. XXIV-2). Кварц-кальцитовые прожилки приурочены преимущественно к карбонатным песчаникам, глинистым и песчаным известнякам. Количественное соотношение в них кварца и кальцита различно; в некоторых случаях центральная часть прожилка выполнена кальцитом, а в зальбандах видны сравнительно маломощные полосы кварца, видно, что заполнение прожилка происходило от зальбандов к центру: в зальбандах симметрично выделен кварц, рост кристаллов которого происходил по направлению к центру, затем также симметрично – с двух сторон образуется кальцит. В самом центре иногда видна узкая полоска тонкозернистого пирита и нитьевидных обуглившихся растительных остатков (Табл. XXXII-1). Чаще кварц и кальцит присутствуют в одинаковом количестве. И в этом случае кварц образуется у зальбандов, а центральная часть выполнена крупнокристаллическим кальцитом. Здесь также виден рост кристаллов кварца от зальбандов к центру, при этом, у кристаллов кварца хорошо развиты конечные грани (Табл. XXXII-2). Наблюдается идиоморфизм кварца по отношению к кальциту. В некоторых жилках кварц и кальцит чередуются в поперечном направлении; в этом случае также кристаллы кварца идиоморфны по отношению к кальциту.

### **Изменение пород**

Как отмечалось выше, среди пород слагающих флишевую толщу наименее измененными являются известняки. Известно, что в постдиагенетический период известняки изменяются сравнительно слабо, и что эти изменения изучены недостаточно, т.к. трудно поддаются исследованию. Существуют исследования, касающиеся преимущественно диагенетически измененных, в основном, органогенных известняков, их катагенетические преобразования же упоминаются вскользь.

В верхнеюрско-меловых флишевых отложениях изменение известняков выражается, в основном, в перекристаллизации тонкозернистого карбоната, при этом возникают неправильные гнездообразные или вытянутые вдоль трещинок участки кристаллического кальцита. Происходит перекристаллизация под давлением – выполнение свободных пространств кристаллическим кальцитом и возникновение перекристаллизованных участков. Интенсивной перекристаллизации подвергаются раковины микро- и макрофауны, а также сферы и спикулы радиолярий. Перекристаллизация проявляется отчетливее в оолитовых, кластических, а также песчаных известняках. При этом, энергично проявляется коррозия обломочных минералов – кварца и плагиоклаза (Табл. II-4). Иногда корродированные и регенерированные зерна встречаются вместе (Табл. III-1), свидетельствуя о том, что растворенные компоненты не выносятся, а перераспределяются, образуя соответствующие структуры. В тонко- и мелкозернистых разновидностях иногда наблюдаются обширные мраморизованные участки (Табл. XXIX-1). В слабопесчаных известняках, где мелкозернистая карбонатная масса перекристаллизована в мраморовидный известняк, между крупными кристаллами кальцита кое-где наблюдаются участки вторичного – мозаичного кварца (Табл. XXVIII-3). Реже проявляется окремнение – кальцит замещается мелкоагрегатным кварцем или халцедоном. Иногда окремнение вызвано сетью мельчайших прожилков кварца (Табл. XXV-3). Развитие таких прожилков, по видимому, является

своеобразным проявлением процесса глубинного преобразования породы. Перекристаллизация слабopесчаных известняков сопровождается образованием идиоморфных кристалликов альбита и кварца (Табл. VI-2,3), а также скоплений пирита, часто обрастающих гидрослюдой и шестоватым кварцем, реже мусковитоподобной слюдой.

Процессы преобразования известняков в некоторых разрезах исследованного региона выражены в их разлинзовании; разлинзование происходит при возникновении стрессового давления и выражается в образовании линзовидных, а также направленно-ориентированных структур (Табл. XXVI-3; Табл. XXVII-2,3; Табл. XXVIII-1,2). Преобразование терригенного материала в песчаных известняках также характерно, как и в песчаниках, хотя иногда песчаный материал как бы “консервируется” карбонатом и остается почти совершенно неизменным.

В песчаниках, как отмечалось выше, процессы изменения выражены интенсивнее; здесь изменяются как кластические минералы, так и глинистый цемент. Изменение породообразующих минералов многообразно, их описание приведено выше. Изменение цемента песчаников выражается, в основном, в преобразовании связывающей алевропелитовой массы. В исследованных отложениях цемент песчаников состоит из глинисто-гидрослюдистой массы, в которой алевролитовая часть представлена кварцем, альбитом, слюдой гидрослюдисто – хлорит-мусковитового состава, пелитовая же часть диоктаэдрической гидрослюдой с небольшим количеством хлорита. При наличии карбонатного цемента процессы изменения выражаются в его перекристаллизации, а иногда окремнении. В таких случаях кластические минералы изменены слабо (также как и в песчаных известняках). Как в песчаниках, так и в пелитолитах, часто наблюдается вторичная карбонатизация. В песчаниках карбонатизируются как цемент, так и обломочные зерна. В таких породах количество  $\text{CaCO}_3$  больше нерастворимого остатка, общая карбонатность повышается. Возникшие таким путем породы имеют обломочную, но явно отличающуюся от кластических известняков структуру, и обладая высокой карбонатностью, являются своеобразными “вторичными” известняками.

В пелитолитах карбонатизация развивается локально – пятнами или линзовидными участками (Табл. XXVII-4). Пелитолиты в исследованных отложениях в постседиментационный период подверглись значительным изменениям. Исходная осадочная пелитовая масса нацело замещена частично упорядоченной диоктаэдрической гидрослюдой и триоктаэдрическим хлоритом. Предполагаем, что исходными породами, подвергшимися постседиментационным изменениям, являлись пелитолиты полиминерального состава, а также продукты размыва и переотложения пелитолитов раннеюрской песчанико-сланцевой толщи; исходным материалом последних являлся пелитовый осадок, в основном гидрослюдистого состава. В литературе неоднократно отмечались трудности распознавания отдельных этапов преобразования глинистых пород. Особенности постепенного постседиментационного изменения пелитового вещества в условиях океанического регионального эпигенеза можно проследить в работе А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова (1975) – “Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах”.

В катагенетический период изменения в пелитолитах исследованных отложений, терригенные пелитовые частицы (кварц и плагиоклаз) разлагаются и замещаются гидрослюдистым материалом с образованием смешаннослойных минералов и выносом кремнезема и части щелочей в смежные слои. В то же время происходит их уплотнение – аргиллитизация, связанная, кроме структурных изменений глин, с их дегидратацией.

Для выявления изменений пелитолитов, как отмечали выше, в разрезе, а также латерально, из флишевой толщи был соответственно отобран материал на различных стратиграфических уровнях из разных разрезов и исследован рентгеноструктурно и термически. Пелитолиты верхнеюрско-мелового флиша исследованного региона состоят, в основном, из диоктаэдрической гидрослюды и триоктаэдрического хлорита, с незначительной примесью кварца и плагиоклаза; в вертикальном разрезе не претерпевают изме-

нений. В латеральном направлении они также не изменяются. Исключение составляют пелитолиты западной части исследованного региона (в ущ. р.Лухунисцкали), где в пелитолитах нижней части разреза, вместе с диоктаэдрической гидрослюдой и триоктаэдрическим хлоритом в небольшом количестве появляется мусковитоподобная слюда, свидетельствующая о несколько более интенсивном изменении пород.

### **О некоторых физических параметрах песчаников и известняков**

Как известно, физические свойства пород – пористость, удельный и объемный вес, влагоемкость, проницаемость, диффузно-адсорбционная способность и др. – изменчивые величины; пределы их изменения зависят от физико-химических и геологических условий их происхождения, а также процессов вторичного преобразования. При изучении осадочных толщ следует обратить внимание на зависимость между различными физическими свойствами пород, что дает возможность выяснения такого сугубо практического вопроса, как определение коэффициента нефте- и газонасыщенности порового пространства, имеющего большое значение при изучении нефтеносности и газоносности перспективных в этом отношении отложений. Принимая во внимание вышесказанное, при обработке материала нами были отобраны образцы для исследования физических свойств пород верхнеюрско-мелового флиша. Нам представилась возможность исследовать лишь пористость, удельный и объемный веса. Определение параметров этих свойств изученного региона были выполнены сотрудниками в лаборатории физики пласта ГрузКНИПОСЕВКАВНИПИНЕФТЬ.

С целью выявления изменчивости физических свойств пород в литостратиграфических единицах и в латеральном направлении, материал был соответственно подобран и исследован как по разрезам, так и по простиранию. Результаты исследований приводятся ниже.

Известно, что удельный вес находится в тесной связи с минералогическим и химическим составами пород, а также структурой ее минералов; объемный вес – зависимая величина от удельного веса и насыщенности пород газом и жидкостью, при этом объемный вес абсолютно сухих мономинеральных пород практически равен их удельному весу. Что касается пористости пород, это, как известно, совокупность отдельных пор, которые заключены между породообразующими минералами. При этом, пористость и удельный вес имеют тесную связь, находясь в нормальных условиях, в обратной зависимости. В одной и той же породе, даже в одном слое поры могут быть различными как по размеру, так и по форме; распределение их в породе неравномерное.

При исследовании уплотнения песчаников Дж.Уеллер (1961) отмечал, что между пористостью и глубиной залегания песчаников трудно установить определенную зависимость и что более или менее значительное сокращение пористости происходит за счет образования межзернового цемента. Несколько позже, М.Ф.Двали, М.Д.Белонин (1965) в работе “О перспективах поисков нефти и газа на больших глубинах на территории СССР” писали, что одной из основных причин снижения пористости в песчаниках является образование вторичного цемента, а не глубина залегания породы. В подтверждение приводятся данные буровых скважин, в которых на одинаковой глубине в близрасположенных буровых скважинах, одни и те же породы имели различные величины пористости. Установлено, что средняя пористость песчаников уменьшается с увеличением их карбонатности, такое же влияние имеет и окварцевание. Пористость и уплотнение, а также их соотношение в карбонатных породах сложно и пока мало изучено, эти свойства имеют различные значения в мелкозернистых, крупнозернистых, оолитовых и других разновидностях известняков. Однако известно, что повышение с глубиной количества  $\text{CO}_2$ , часто приводит к возрастанию пористости, иногда к образованию кавернозности. Таким образом, из вышеизложенного следует, что общая пористость – довольно изменчивый параметр, величина которого в значительной мере зависит как от состава и структуры пород, так и от процессов их

изменения. Поэтому, определение пористости следует проводить с учетом структуры, характера пород, а также данных их вторичного изменения.

Исследование пород верхнеюрско-мелового флишевого комплекса в этом отношении вызывает определенный интерес.

Как отмечалось выше, почти все породы флиша исследованного региона являются в той или иной мере измененными, поэтому их физические свойства – пористость, удельный и объемный вес – несколько отличаются от таких свойств нормальных – неизмененных осадочных пород.

Для сравнения с соответствующими параметрами пород из изученного материала в таблице 9 приводятся по литературным данным величины пористости, удельного и объемного веса некоторых неизмененных осадочных пород (песчаников и известняков).

Таблица 9

Физические параметры песчаников и известняков зарубежных стран.

Название породы		Пористость %		Объемный вес гр/см <sup>3</sup>		Удельный вес гр/см <sup>3</sup>		Местонахождение
		миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	
Песчаники кварцевые и кварцево-глауконитовые слабо сцементированные		8	37	2,06	2,63	2,6	2,7	Сев. Кавказ
		3,4	28,6	-	-	-	-	США
		9,5	32	1,81	2,48	-	-	Поволжье
Песчаники кварцево-полевошпатово-слюдистые		3,1	28,1	2,3	2,5	2,6	2,7	Башкирия
		4,1	13,2	-	-	-	-	США
Глинистые сланцы		1,39	44,8	1,51	2,28	-	-	США
		2,5	17,0	2,27	2,60	-	-	США
		3,8	10,1	2,45	2,65	-	-	Великобритания
Известняки.	грубозернистые оолит	11,5	20,6	2,64	2,77	-	-	США
	Кристаллические	0,9	3,3	2,64	2,77	-	-	Башкирия
	Тонкозернистые		0,6	0,66	2,58	2,73	-	-
		0	11,0	2,40	2,76	-	-	США

Результаты определений объемного и удельного весов пород изученного флиша сведены в таблице (Табл. 10), где эти данные расположены по отдельным разрезам в нисходящем порядке.

**Физические параметры песчаников и известняков верхнеюрско-меловых флишевых отложений Грузии.**

№ обр.	Название породы	Пористость %	Объемный вес гр/см <sup>3</sup>	Удельный вес гр/см <sup>3</sup>	Место взятия	Примечания
1	2	3	4	5	6	7
14	песч. пл. кв. с карб.	0,6	-	-	уш. р. Риони	Наблюдается окварцевание, много пирита
15	гидросл. цемент	1,5	-	-		
24	песч. арк. кварц.	0,6	2,63	2,66		
28	песч. карбонатн.	0,6	1,75	2,85		
29	песч. слюд. квац.	0,2	2,71	2,73		
30	песч. карб. гл. цементом	0,2	2,70	2,71	уш. р. Лиавхи	Видна пиритизация и лимонитизация разлинзован с глинисто гидр. цемент
196	алевр. слюд. кв.	1,2	2,48	2,56		
214	песч. слюд. пл. кв.	1,7	2,63	2,68		
223	песч. пл. слюд. кв.	0,6	2,7	2,72		
226	известн. частичн. разл.	1,2	2,63	2,67		
228	алевр. слюд. кв.	0,6	2,68	2,73		
229	пелит-алевролит	1,2	2,67	2,72	уш. р. Кешельта	Цемент гл. гидрослюд. видно окварцевание
251	песч. пл. кв. карб.	0,7	-	-		
252	песч. пл. кв. карб.	0,6	-	-		
254	песч. пл. кв.	0,5	2,76	2,79		
256	песч. пл. кв.	6,0	2,58	2,79	Окрестности Мамисонского перевала	с аутиг. кв.
41	известняк м/з	1,0	2,71	2,74		
43	известняк класт.	1,8	2,64	2,70		
47	известняк глинист.	1,5	2,70	2,76		
50	известняк	-	-	2,56		
56	известняк класт.	1,5	2,70	2,74		
119	известняк	0,9	2,70	2,74		
122	известняк песч.	1,0	2,71	2,74		
126	известняк глинист.	1,2	2,69	2,72		
128	известняк м/з	5,0	2,6	2,74		
130	известняк слабо песч.	4,3	2,63	2,75		
131	известняк биодерит	2,3	2,60	2,68		
138	известняк слабо глин.	9,5	2,40	2,65		
273	песчаник	1,8	-	-	уш. р. Пшавской Арагви	с карб. гл. цементом
275	песчаник	2,5	2,60	2,68		
298	известняк глинист.	2,9	2,64	2,74		
310	пелитолит карб.	6,8	2,53	2,71		
313	песч. пл. кв.	7,9	2,35	2,56		
317	песч. пл. кв.	8,4	2,42	2,66		
341	песч. аркозов. кв.	1,2	-	-		
342	песчаник	5,5	2,76			
65	известняк класт.	6,0	2,58	2,75	уш. р. Лухуниска ли	разлинзованный
68	известняк класт.	2,4	2,69	2,76		
73	известняк класт.	4,4	2,64	2,77		
104	известняк песч.	1,1	2,69	2,72		
113	песч. пл. кв.	3,3	2,67	2,77		
115	серицит. карб.	0,9	2,70	2,72		

По данным, приведенным в таблице, средняя пористость песчаников в исследованном регионе - 2,1%, известняков - 2,8%.

Сравнивая литературные данные и результаты исследования физических свойств пород изученных отложений, можно заключить, что большая часть песчаников западной части исследованного региона значительно окварцована. В связи с этим, в них наблюдается увеличение удельного и объемного весов и, соответственно, уменьшение пористости.

Максимальная пористость в Рионском разрезе в песчаниках с карбонатно-гидроалюминатным цементом достигает 1,5%, минимальная же – в аналогичных по составу песчаниках уменьшается до 0,2%, что для нормальных песчаников является несколько заниженной. Закономерности в распределении удельного и объемного весов, в вертикальном разрезе не наблюдается. Что же касается пористости, то следует отметить, что в нижних частях разреза пористость минимальная и несколько увеличивается кверху.

В породах изученного терригенного флиша ущ. р.Лиахви наблюдается та же картина, что и в ущ. р.Риони – т.е. пористость этих песчаников, сравнительно с пористостью нормальных – не измененных песчаников, несколько меньше. Цемент песчаников этого разреза часто пиритизирован и лимонитизирован, что также как и окварцевание, вызывает уменьшение пористости и увеличение веса по сравнению с нормальными – слабоизмененными песчаниками.

В песчаниках ущ. р.Кешельта, пористость также минимальная для песчаников – не превышает 0,7% и, по-видимому, также связана с наблюдаемыми в них постдиагенетическими изменениями цементирующего вещества – окварцеванием, пиритизацией и частичной карбонатизацией.

В породах ущ. р.Пшавская Арагви закономерности изменения пористости в стратиграфическом разрезе не наблюдается. В нижних частях изученного флишевого комплекса развиты как кластогенные, так и карбонатные породы. В кластогенных породах нижней части разреза пористость пород несколько занижена, но в средней части пористость песчаников увеличивается до 6,8-8,4%. Выше (стратиграфически) пористость вновь уменьшается и лишь в породах со значительной примесью глинистого материала пористость снова повышается до 5,5%.

В известняках Мамисонского разреза, в которых постдиагенетические изменения выражены слабее, удельные веса колеблются в пределах нормы (2,55 г/см<sup>3</sup>-2,75 г/см<sup>3</sup>). Максимальная пористость наблюдается в слабоглинистых и слабопесчаных известняках, достигая в них этого в нижних частях разреза.

При изучении пород карбонатного флиша Лухунского разреза выяснилось, что в западной части исследованного региона наиболее интенсивно развиты как катагенетические, так и стрессовые микроструктуры. Это находит свое отражение и в физических свойствах пород; при нормальном для известняков удельном и объемном весе (2,58 г/см<sup>3</sup>-2,77 г/см<sup>3</sup>) пористость известняков сравнительно высокая от 3- до 9%, что связано с микроструктурой пород и с развитием в них вторичной эпигенетической трещиноватости. В песчаниках с ясно выраженной микроструктурой дифференциального скольжения пористость, по сравнению с неизмененными песчаниками, несколько выше, достигая 3,3% , и вызвана, по-видимому, их микротрещиноватостью.

Таким образом, видно, что в толщах верхнеюрско-меловых флишевых отложений Восточного бассейна Окраинного моря, претерпевших постдиагенетические изменения, пористость песчаников, по сравнению с породами неизмененных толщ, значительно занижена. Ввиду того, что во всех песчаниках исследованного флишевого комплекса имеются конформно-регенерационные, конформно-инкорпорационные и другие катагенетические (эпигенетические) структуры, вместе с этим часто наблюдается также окварцевание пород, понижение пористости считаем закономерным явлением. Известно, что при глубинном эпигенезе (катагенезе) формируются сливные конформно-регенерационные структуры и в связи с этим уменьшается пористость, что вполне согласуется с данными наших наблюдений.

Анализируя данные проведенных исследований считаем, что величина пористости зависит не столько от глубины залегания пород, сколько (и даже в большей степени) от

диагенетических и постдиагенетических изменений, происходящих в течение долгого времени в этом комплексе.

Результаты проведенных наблюдений в этом направлении согласуются с мнением исследователей, считающих, что одним из важных факторов изменения пористости в песчаниках является образование вторичного межзернового цемента, связанного с особенностями микроструктур. В нашем случае изменение пористости зависит также от интенсивности проявления тектонических движений в регионе распространения исследованных отложений. Подтверждением служит изменение параметров названных физических свойств в латеральном направлении и незакономерное распределение их в разрезе.

Исходя из вышесказанного считаем, что при определении параметров физических свойств пород, вообще и в частности, в связи с изучением их нефтегазоносности, необходимо исследовать и учитывать степень и характер постседиментационных изменений интересующих толщ, влияющих на изменение пористости пород.

### **Постдиагенетические микроструктуры**

При исследовании постдиагенетических преобразований изученных верхнеюрско-меловых флишевых отложений выяснилось, что породы исследуемого комплекса претерпели изменения не только минералогического, но и структурного характера.

Большинство исследователей в постдиагенетических преобразованиях осадочных пород различных регионов отмечали лишь катагенетические микроструктуры и не выделяли отдельно их ориентированные разновидности, считая, что все катагенетические структуры, включая и ориентированные, образуются в результате изменения пород под влиянием возрастающей с глубиной литостатической нагрузки и, связанного с этим, повышения температуры и давления. Ориентированные микроструктуры принимались характерными лишь для глубинного преобразования пород – стадии метагенеза. В последнее время большинство исследователей пришли к заключению, что интенсивность постседиментационных изменений пород региона в значительной мере обусловлена дифференциальным погружением отдельных участков и неравномерным распределением стрессовых напряжений, т.е. общими тектоническими условиями, в которые попадают эти породы. В результате дальнейших исследований выделились два самостоятельных ряда эпигенетических микроструктур: катагенетические и ориентированные – стрессовые.

Катагенетические микроструктуры образуются в результате воздействия возрастающей литостатической нагрузки при погружении осадка. При этом, с погружением пород на глубину и увеличением давления и температуры, изменение микроструктур происходит в определенном порядке: в верхней части осадочной толщи – в зоне начального и слабого катагенеза – обломочные зерна в безцементных песчаниках соприкасаются, затем приспособляются своими формами друг к другу, создавая конформные сочленения; далее появляются инкорпорационные структуры – структуры внедрения, затем в зоне глубинного катагенеза – структуры растворения, регенерационные, шиповидные, микростилолитовые и т.д. При этом, обычны также сложные структуры, образованные комбинацией нескольких микроструктур: конформно-инкорпорационные, инкорпорационно-шиповидные, конформно-стилолитовые и др. Песчаники зоны глубинного катагенеза и начального метагенеза преобразованы настолько, что имеют кварцитовидную структуру.

Все эти изменения, при отсутствии стресса, не приводят к образованию стрессово-ориентированных структур даже при погружении осадка на большие (до 8000м) глубины. Стрессово-ориентированные микроструктуры формируются локально на разных стадиях катагенеза и имеют преимущественно наложенный характер; проявляются на различных уровнях стратиграфического разреза, завися не столько от глубины погружения осадка, сколько от тектонических условий, в какие попадают.

В осадочном верхнеюрско-меловом флишевом комплексе Восточного бассейна Крайнего моря Большого Кавказа фиксированы почти все микроструктуры, которые



отмечаются в измененных осадочных толщах. Здесь различаются как катагенетические гравитационные, так и стрессово-ориентированные разновидности. В исследованных отложениях катагенетические микроstructures встречаются преимущественно в плагиоклазово-кварцевых, слюдисто-плагиоклазово-кварцевых, аркозово-кварцевых с минимальным количеством цемента или безцементных песчаниках, а также в мелкозернистых песчаных известняках.

В бедных цементом песчаниках хорошо видны структуры растворения под давлением: конформная микроstructure – когда формы зерен приспособлены друг к другу, или когда более устойчивые к растворению зерна внедряются в менее устойчивые, образуя инкорпорационные структуры. Чаще эти структуры наблюдаются вместе, создавая конформно-инкорпорационные или микростилолитово-шиповидные структуры. (Табл. XXIV-3,4; Табл. XXV-3). Иногда в тонкозернистых глинистых известняках видны сутурные линии, образованные при растворении карбоната скоплением пелит-лимонитового вещества (Табл. XXX-2). В песчаных известняках встречаются микростилолиты, вокруг которых наблюдаются скопления мелких зерен пирита, растительного детрита и пелит-гидрослюдистых масс (Табл. XXX-3); там, где присутствует глинисто-гидрослюдистый и чешуйчатый мусковит, листочки которого расположены почти перпендикулярно к поверхности зерна (Табл. XXV-2). Кое-где видны зубчатые контуры – микростилолитового сочленения зерен (Табл. XXV-1).

В слюдисто-плагиоклазово-кварцевых песчаниках с небольшим количеством цемента иногда наблюдаются субпараллельные расположения листочков слюды (Табл. XVI-3,4; Табл. XVII-1,2). В песчаниках карбонатного флиша часто встречаются структуры регенерационные и разрастания. В таких случаях кроме того, что зерна кварца и плагиоклаза регенерируются, иногда регенерированные зерна обрастают кварцем; кварц часто разрастается, замещает карбонат и выполняет межзерновые пространства образуя окварцованные участки (Табл. I-4). Катагенетические гравитационные микроstructures развиты также в известняках карбонатного флиша. Здесь часто происходит разрастание зерен (бластез) и образование бластических структур, или мраморовидных участков микрокристаллических известняков (Табл. XXIX-1). В оолитовых и псевдооолитовых известняках иногда хорошо выражено уплощение оолитов и вытянутость их под воздействием литостатической нагрузки в определенном направлении (Табл. XXIX-3). Обычно деформированные сплюснутые оолиты расположены субпараллельно (Табл. XXIX-2). В крупнозернистых кластооолитовых известняках уплощение оолитов иногда настолько сильное, что они приобретают линзообразную (с заостренными концами) форму (Табл. XXX-1). В пелитолитах иногда также видны линзообразные карбонатные участки (Табл. XXVII-4). Среди них различаются: направленно-ориентированная, разлинзованная и структура дифференциального скольжения. Стрессово-ориентированные микроstructures часто наблюдаются в известняках карбонатного флиша и реже – в алевролитах и песчаниках некоторых разрезов терригенного флиша.

Направленно-ориентированная структура встречается в тонко- и мелкозернистых известняках, песчаных известняках и алевролитах. Зерна известняка, а также обломочные, новообразованные или разросшиеся зерна кварца в песчаных известняках вытянуты в одном направлении, образуя шестоватые формы (Табл. VI-1). Присутствующие в породе пирит и обуглившиеся растительные остатки располагаются субпараллельно, в виде линзообразных или нитьевидных скоплений, часто обуславливая микрополосчатость (Табл. XXVI-3). В глинистом известняке иногда видны ориентированно расположенные кристаллики кальцита – зачаточная форма ориентированных известняков (Табл. XXVI-2).

Разлинзованные структуры наблюдаются, в основном, в пелитоморфных и класических известняках карбонатного флиша, пользуясь широким развитием в пятнистых породах ущ. р.Лухунисцкали (правый приток р.Риони). Обломки или участки в известняке ограничиваются сходящимися трещинками, образуя линзообразные структуры. В центре таких линз иногда видны обломки перекристаллизованных пелитоморфных или

мелкокристаллических известняков с мраморовидной структурой. В разлинзованных известняках рассеяны мелкие идиоморфные кристаллики сидерита и пирита (Табл. XXVII-1,2,3). Кое-где в ядрах линз наблюдаются обломочные зерна мелкозернистого известняка, реже – кварца и плагиоклаза (Табл. XXVIII-1). В центре линз местами находятся обломочные зерна известняка, карбонатного алевролита или пелитолита, обросшие ориентированно расположенными волокнистыми пучками кварца и гидрослюды (Табл. XXVIII-4). В некоторых случаях в ядре линзы виден пелитоморфный известняк, который обрастает сходящимися пучками волокнистой гидрослюды и шестоватого кварца (Табл. XXVIII-2). Иногда в направленно-ориентированном известняке волокнистый или параллельно расположенный шестоватый кальцит обрастает обломком карбонатного пелит-алевролита (Табл. XXVI-4). Описанные микроструктуры характерны для известняков нижней части карбонатного флиша (басс. р.Лухунисцкали).

Структуры дифференциального скольжения наблюдаются также преимущественно в карбонатном флише (в разрезе ущ. р.Лухунисцкали), в подстилающей среднеюрской песчаниково-сланцевой толще и изредка в песчаниках некоторых разрезов терригенного флиша. Эти структуры наблюдаются в мелкозернистых песчаниках с глинисто-гидрослюдистым цементом. В таких песчаниках почти весь цемент серицитизирован и мусковитизирован. Листочки мусковита и чешуйки серицита расположены параллельно друг к другу, а по отношению к поверхности песчаных зерен – под прямым или близким к прямому углом (Табл. XXV-3,4). В терригенном флише (Рионский разрез) иногда наблюдаются подобные песчаники, но в них характерная структура дифференциального скольжения выражена несколько слабее (Табл. XXVI-1); еще слабее в верхнемеловых песчаниках.

Таким образом, изучение микроструктур верхнеюрско-мелового флишевого комплекса показало, что в исследованных отложениях различаются два ряда микроструктур: катагенетические и стрессово-ориентированные. Катагенетические микроструктуры встречаются во всех разрезах флишевых толщ и занимают более или менее определенное стратиграфическое положение. Стрессово-ориентированные микроструктуры возникают на различных стадиях катагенеза и проявляются на различных уровнях стратиграфического разреза, завися не столько от глубины погружения осадка, сколько от тех тектонических условий, в какие попадают. Ориентированные стрессовые структуры формируются локально и имеют наложенный характер.

В изученных отложениях сравнительно интенсивнее дислоцированными являются пятнистые (или узловатые) разлинзованные породы карбонатного флиша, широко распространенные в западной части региона (в басс. р.Лухунисцкали). Здесь в большинстве известняков наблюдаются ориентированно-направленные или разлинзованные микроструктуры, иногда с мраморизованными участками. Часть песчаников же имеет структуру дифференциального скольжения. Как видно, стрессовые микроструктуры в верхнеюрско-меловом флишевом комплексе являются преимущественно наложенными структурами. Их образование представляется в следующей последовательности: в флишевой толще исследованного региона, в период погружения дна бассейна, возрастание литостатической нагрузки (и вместе с этим давления и температуры) вызвало возникновение характерных катагенетических микроструктур; в следующем этапе – в период складкообразования – породы испытали интенсивное давление стресса, что выразилось в катагенетически измененных породах в образовании стрессово-ориентированных микроструктур. Процесс возникновения сложных микроструктур является проявлением не только внутрислойных напряжений, но также представляет собой и своеобразное отражение в истории геологического развития региона. Считаем, что основательное изучение микроструктур измененных осадочных пород верхнеюрско-мелового флиша может оказать существенную помощь при расшифровке истории геологического развития региона.

Изучение фактического материала в верхнеюрско-меловом флишевом комплексе исследованного региона показало, что процессы постдиагенетического преобразования и

аутигенного минералообразования развивались в сложных условиях. Многообразие постдиагенетического минералообразования было обусловлено полиминеральным составом исходных отложений и тектоническими условиями региона. Процессы минерального преобразования в исследованных отложениях определялись составом их первичного исходного вещества, претерпевшего сложные минералогические превращения, последние происходили в измененных термодинамических условиях при изохимическом течении процесса.

Проведенные исследования показали, что верхнеюрско-меловой флишевый комплекс Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа по степени изменения пород относится к зоне катагенеза (глубинного эпигенеза), но в то же время содержит элементы, характерные для зоны метагенеза; таковыми являются зачатки бластовых структур, мраморовидные структуры, разлинзование, а также структуры дифференциального скольжения.

Зоны регионального катагенеза в исследованном регионе не выделяются. Причина этого нами усматривается в сравнительно малой мощности и небольшом стратиграфическом диапазоне отложений. Предполагаем, что вообще в тектонически активных областях выделение четко разграниченных зон катагенеза (эпигенеза) является затруднительным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя результаты литологического исследования верхнеюрско-мелового флиша Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа в пределах Грузии, не прибегая к широким обобщениям, можно сделать следующие выводы.

Все изученные свиты – верхнеюрско-нижнемеловая карбонатная ( $K_1cl - v_2$ ), нижнемеловая – смешанного состава ( $K_1h_1$ ) и нижнемеловая – терригенная ( $K_1h_1 - al$ ) на основании детальных литологических исследований разрезов, по литологическим признакам подразделены на следующие подсвиты.

Верхнеюрско-нижнемеловая карбонатная свита: 1 - подсвита аргиллитов и песчаников; 2 - темных мергелей и аргиллитов с прослоями обломочных известняков; 3 - кластических известняков; 4 - мергелей и 5 - серых известняков и мергелей.

Следующая за карбонатным флишем переходящая свита в исследованном регионе не подразделяется на подсвиты.

Нижнемеловой терригенный флиш подразделяется на четыре подсвиты: 1 – аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников; 2 - аргиллитов и тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников; 3 - толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников и 4 - слюдистых плагиоклазово-кварцевых карбонатных песчаников, в верхних горизонтах которой встречаются прослой известняков, мергелей, и реже, вулканогенно-осадочных образований.

Верхнемеловой флиш изученного региона отличается многообразием литологического состава. Выделяемые в поле свиты (полимиктовых песчаников, ананурская, маргалитис-кнде, эшмакис-хеви, джорчи и орбитоидная) хорошо различаются также и по литологическим признакам; переходы этих свит друг в друга совершенно постепенные и резкой границы между ними, как по литологическим, так и по палеонтологическим (микрофауна) данным не наблюдается. Отмечается некоторое различие в характере литологических особенностей верхнемеловых отложений Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской тектонических подзон.

Вся верхнеюрско-меловая флишевая толща характеризуется ритмичностью, которая яснее выражена в терригенном флише и несколько меньше – в карбонатных флишевых отложениях и в верхнемеловом комплексе.

Литологическое исследование фактического материала изученного комплекса также показало, что осадки верхнеюрско-мелового флиша претерпели значительные постседиментационные изменения – различные типы пород изменялись неодинаково: песчаники и пелитолиты изменены интенсивнее, чем известняки.

В песчаниках изменены как породообразующие минералы, так и цемент. Основные породообразующие минералы преобразовались в постдиагенетическом периоде следующим образом: большинство плагиоклазов в исходных породах альбитизировались в предшествующий – диагенетический период. В катагенетическом периоде альбиты, а также альбитизированные плагиоклазы растворяются под давлением, переотлагаются, регенерируются и разрастаются; в некоторых случаях развиваются гидрослюдитизация и мусковитизация. Кварц, растворяясь, регенерирует и обрастает обломочные зерна, часто разрастаясь образует окварцованные участки. Слюда – преимущественно обломочный биотит – гидратизируясь переходит в чередование пакетов хлорита и мусковита, а затем в мусковитовую слюду. Биотит иногда аморфизируясь переходит в сгусткоподобные коричневатые изотропные массы. Изменение пелит-алевроитового цемента происходит также в направлении его гидрослюдитизации и мусковитизации. Аналогично изменяются пелитолиты, преобразуясь в сложную смесь – диоктаэдрической гидрослюды, триоктаэдрического хлорита и мельчайших частичек кварца, плагиоклаза и иногда кальцита. Все эти процессы протекают изохимически – без привноса; материала, изменения происходят, в основном, за счет внутрислойного перераспределения материала и метасоматического замещения вещества. Интенсивность и характер преобразования толщи в значительной мере зависит от состава и разнообразия исходных пород, от термо-

динамических условий и их изменчивости в период бытия породы, что в большинстве случаев контролируется тектоническим режимом региона.

В изученном верхнеюрско-меловом флишевом комплексе, претерпевшем постдиагенетические изменения, пористость песчаников, по сравнению с пористостью неизмененных одноименных пород, значительно занижена. На основании анализа данных проведенных исследований считаем, что изменение параметров физических свойств (удельный и объемный веса и пористость) связано с особенностями микроструктур преобразованных пород. Микроструктуры же, в свою очередь, находятся в тесной связи с интенсивностью проявления в регионе тектонических движений. Некоторым подтверждением этого служит изменение параметров физических свойств в латеральном направлении и лишь спорадическое изменение в вертикальном разрезе. Изучение пористости песчаных пород показало, что при исследовании нефте- и газоносных толщ необходимо учитывать степень и характер постседиментационных изменений перспективных толщ, вызывающих изменение физических свойств пород.

В верхнеюрско-меловом флишевом комплексе изученного региона представлены как катагенетические, так и стрессово-ориентированные микроструктуры. Катагенетические микроструктуры, представленные почти во всей флишевой толще, образовались вследствие изменения термодинамических условий, вызванных возрастанием литостатической нагрузки и погружением дна бассейна флишенакпления, что в свою очередь обусловило увеличение давления и температуры. Стрессово-ориентированные микроструктуры развиты локально и представлены в западной части исследованного региона – в наиболее интенсивно дислоцированной области образовались в результате воздействия одностороннего давления – стресса на катагенетически измененные породы. В отложениях исследованного флишевого комплекса сложный процесс возникновения эпигенетических микроструктур (проявление не только внутрислойных напряжений в породах) является также своеобразным отображением истории геологического развития региона. Поэтому детальное изучение микроструктур измененных пород может оказать существенную помощь в деле расшифровки истории геологического развития и восстановления картины геологического прошлого региона.

Таким образом, исследованный верхнеюрско-меловой флишевый комплекс по степени изменения пород относится, в основном, к зоне глубинного эпигенеза (катагенеза) и в то же время содержит в значительном количестве характерные элементы зоны метагенеза (зачатки бластовых структур, мраморовидные структуры и структуры дифференциального скольжения). Отчетливая эпигенетическая зональность в исследованном комплексе не прослеживается. Причиной этого можно считать сравнительно малую мощность и небольшой стратиграфический диапазон изученных флишевых образований; некоторую роль, вероятно, играла также тектоническая активность региона.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В.П. (1928). Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги //Изв. геол. ком. Т.47. № 1.
- Бойко Н.И. (2004). Титан-цирконовые россыпи Ставрополя //Литол. и полезн. ископаемые. №6. С.602-609.
- Варсимашвили Э.В. (1976). Литологическое расчленение нижнемеловых отложений междуречья Арагви-Алазани //Сообщ. АН ГССР. Т.84. №1. С.137-140.
- Варсимашвили Э.В. (1978). Мшанковый горизонт в нижнемеловом терригенном флише Южного склона Большого Кавказа //Сообщ. АН ГССР. Т.91. №1. С.85-89.
- Варсимашвили Э.В. (1989). Меловые литофации и осадочные формации Грузии //Сообщ. АН ГССР. Т.136. №2. С.361-363.
- Варсимашвили Э.В. (2005). Эволюция седиментации и генезиса нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа (междуречье Арагви-Алазани) //Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. Вып.121. Тбилиси. 151 с.
- Варсимашвили Э.В., Чечелашвили И.Д. (1989). Меловые литофации и осадочные формации Грузии //Сообщ. АН ГССР. 136. №2. С. 361-364.
- Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И., Бурзин М.Б. (2003). Этапы эпигенетических преобразований докембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb-Sr и K-Ar изотопно-геохимических исследований) //Литол. и полезн. ископ. №2. С.192-208.
- Гурбанов В.Ш. (2004). О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) //Литол. и полезн. ископ. №6. С.638-650.
- Двали М.Ф., Белонин М.Д. (1965). О перспективах поисков нефти и газа на больших глубинах на территории СССР //Недра: М. 94 с.
- Дзоценидзе Г.С. (1963). К вопросу классификации песчаников //Изв. геол. об-ва Грузии. Т.III. Вып.1. С.31-41.
- Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд //Недра: М. 344 с.
- Драгомирецкий А.В. (2004). Литологические особенности золотосодержащих отложений докембрия (на примере Украинского щита) //Литол. и полезн. ископ. №2. С.173-184.
- Казанский Ю.П. (1981). Развитие физико-химических условий седиментации и его влияние на эволюцию осадочного процесса //Пробл. эволюции геол. процессов. Новосибирск: Наука. Сибирск. отделение. С.145-155.
- Кепежинская К.Б. (1965). Стратиграфический анализ хлоритов и их парагенетические типы //Тр. Инст. геол. и геофиз. Наука: Сибирск. отделение. 135 с.
- Копелович А.В. (1965). Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы //М.: Наука. 307 с.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. (1975). Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах //Кристаллохимия минералов и геохимич. проблемы. М.: Наука. С.19-34.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. (1976). Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах //Геотектоника. №2. С.31-34.
- Окнова Н.С. (1984). Эволюция ассоциации терригенных минералов с развитием осадочного процесса //Обстановки осадконакопл. и их эволюция. М.: Наука. С.113-128.
- Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Бардеева Е.Г. (2004). К истории формирования титаноцирконовых песков месторождения Центральное в Европейской части России //Литол. и полезн. ископ. №6. С.585-601.

- Патык-Кара Н.Г., Лаломов А.В., Бочнева А.А. и др. (2009). Предпосылки формирования титан-цирконовых месторождений Зауральского россыпного района: региональная геолого-эволюционная модель //Литол. и полезн. ископ. №6. С.598-612.
- Рубинштейн М.М. (1967). Аргоновый метод применений к некоторым вопросам региональной геологии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.11. 238 с.
- Середин В.В. (2003). Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка) //Литол. и полезн. ископ. №2. С.183-191.
- Страхов Н.М. (1971). Диагенез и катагенез осадочных образований //М.: Мир. 183 с.
- Уеллер Дж.М. (1961). Уплотнение осадков //М.: Гостехиздат. 175 с.
- Хворова И.В. (1968). Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого //Осадкообразов. и полезн. ископ. вулкнич. областей прошлого. Т.1. Тр.ГИН АН СССР. Вып.195. С.87-98.
- Холодов В.Н. (1989). Новое в познании катагенеза //Литол. и полезн. ископ. №5. С.15-32.
- Чечелашвили И.Д. (1969). О меловых вулканогенах р.Меджуда //Сообщ. АН ГССР. Т.56. С.141-144.
- Япаскерт О.В. (1981). О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма // Вестн. МГУ. Сер.5. С.33-38.
- Япаскерт О.В. (1988). К проблемам катагенеза, метагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования миогеосинклиналией //Литол. и полезн. ископ. №4. С.58-70.
- Япаскерт о.в., Парфенова о.в., (2000). индикаторные признаки слюд и хлоритов терригенных пород в зонах позднего катагенеза - метаморфизма // Петрология. Т. 8. N 5. С. 506-518
- Heald M. (1950). Autigenesis in West Virginia sandstones //Geol. 58. N6. P.121-129.
- Heald M. (1956). Cimentation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri //Geol. 64. N1. P.213-228.
- Packham G., Crook K. (1960). The principle of diagenetic facies and some of its implications //Geol. 68. N4. P.102-116.
- Patyk-Kara N., Bardeeva E., Shevelev A. (1999). Titanium-zirconium placers in the sedimentary cover of platforms //Episodes. V.22. N2. P.89-98.
- Sloss L., Feray D. (1948). Microstylolites in sandstones //Sediment. 18. N4.
- Taylor Y. (1950). Pore space reduction in sandstones //Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. N.4. P.87-95.

## **ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ**



### Таблица I

1. Идиоморфное зерно кварца корродированное карбонатом; видна хорошо выраженная реакционная кайма. Ник. +, ув.  $\times 90$ ; карбонатный флиш, басс. р. Риони.

2. Вторичный шестоватый кварц в песчаном известняке, местами гранулированный. Ник. +, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.

3. Регенерированное зерно кварца с припаянным “хвостом”. Кварц частично замещает межзерновое пространство в карбонатном цементе песчаника; вторичный кварц местами корродируется карбонатом, видна реакционная каемка. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.

4. Мозаичная структура участка песчаного известняка. Кое-где видны сноповидные скопления мусковита. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.



1



2



3



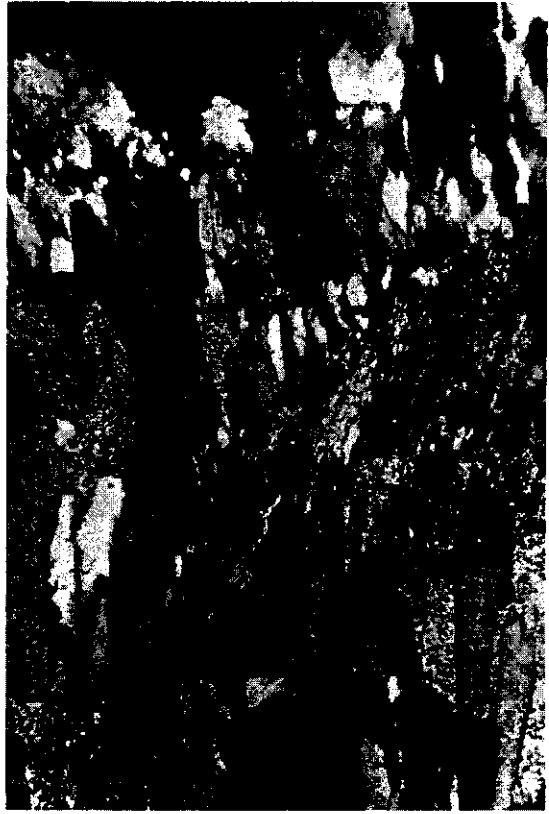
4

## Таблица II

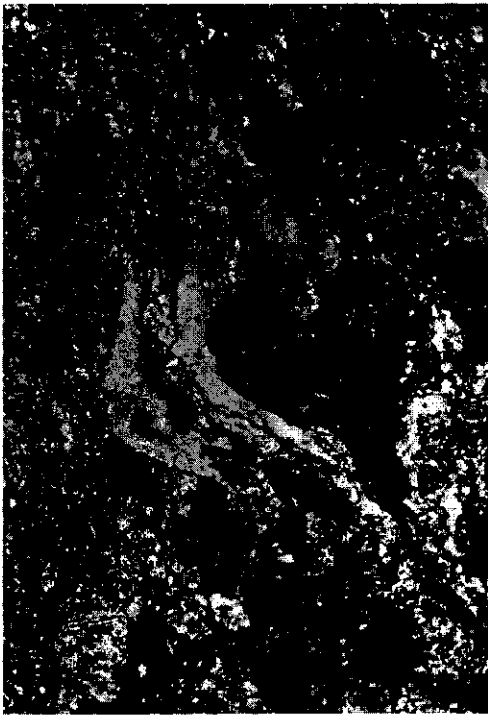
1. Вторичный шестоватый кварц в разлинзованном кластическом известняке. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
2. Шестоватый кварц переходит в игольчатую гидрослюда. На контакте гидрослюда и кварца видна мелкоагрегатная разновидность последнего. Ник. +, ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
3. Линзообразно изогнутый шестоватый кварц в разлинзованном песчаном известняке. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
4. Направленно корродированные карбонатом зерна кварца и плагиоклаза. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



4

### Таблица III

1. Регенерированное, разросшееся, а затем направленно корродированное зерно кварца. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
2. Регенерация, обрастание, а затем направленная коррозия кварца карбонатом создают причудливые очертания зерен. Ник. +; 2 - ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
3. Бластез кварца в слабо песчаном мелкозернистом известняке (кальцилотит). Между зернами кварца образованы сноповидные агрегаты мусковита. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, Мамисонский перевал.



1



2



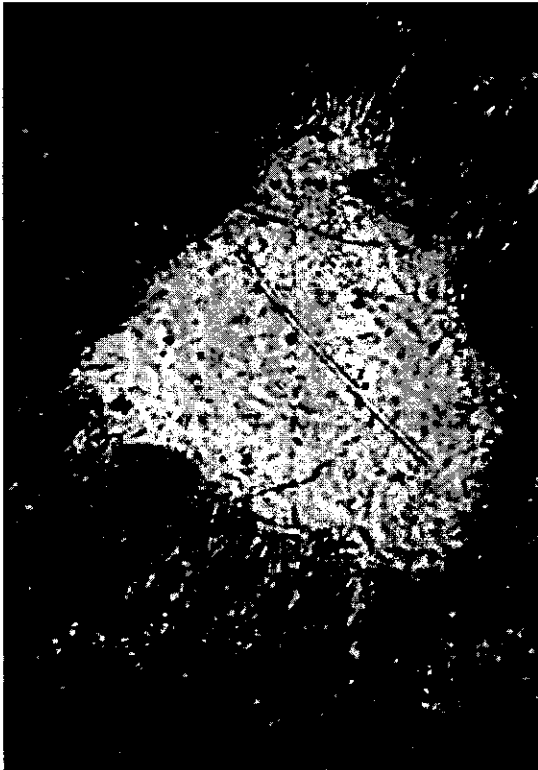
3

#### Таблица IV

1. Зерно кварца в песчанике с глинисто-гидролюдистым цементом, по краям обросшее волокнистой гидролюдой. Границы зерна почти сливаются с цементом. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

2. Шестоватый кварц и игольчатый серицит-мусковит между плагиоклазом и кварцем создают “бородатые” зерна. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; ущ. р.Лухунисцкали.

3,4. Замещение глинисто-гидролюдистого цемента вокруг обросшего зерна кварца, волокнистыми гидролюдисто-мусковитовыми образованиями и шестоватым кварцем создают “бородатые” зерна. Последние, обрстая, как бы связывают между собой алевритовые зерна кварца и плагиоклаза. Ув.  $\times 45$ ; 3 - Б/а., 4 - Ник. +; терригенный флиш ущ. р.Риони.



1



2



3

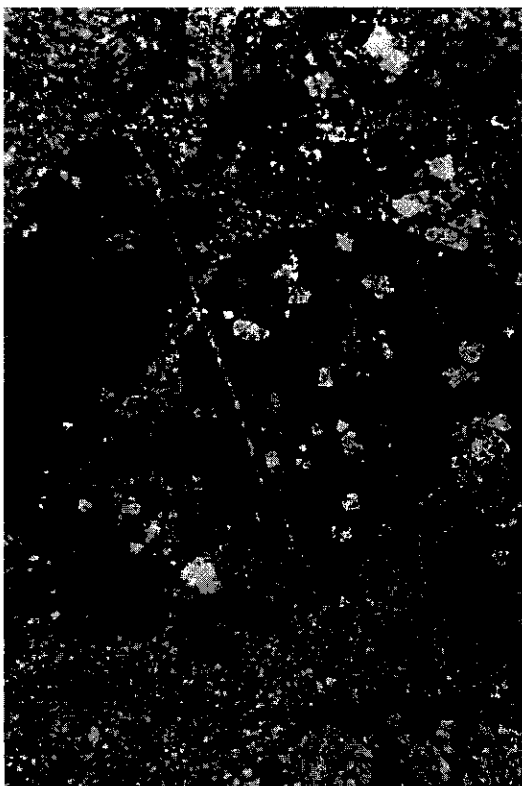


4



### Таблица V

1. Зерно кварца с расплывчатыми очертаниями, обросшее шестоватым кварцем и гидрослюдой. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; ущ. р.Лухунисцкали.
2. Регенерация и обрастание кварца. Видна инкорпорационная структура – внедрение друг в друга песчаных зерен. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; терригенный флиш, ущ. р.Пшавская Арагви.
3. Коррозия кварцевого зерна карбонатным цементом и “заживление” трещины в кварце кальцитом. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Пшавская Арагви.
4. Идиоморфные кристаллы кварца и альбита в кластическом известняке (кальцирудит). Новообразования локализованы преимущественно в обломках пелитоморфного известняка. Порода пересекается прожилками кальцита. Ник. +, ув.  $\times 35$ ; карбонатный флиш, Мамисонский перевал.



1



2



3



4

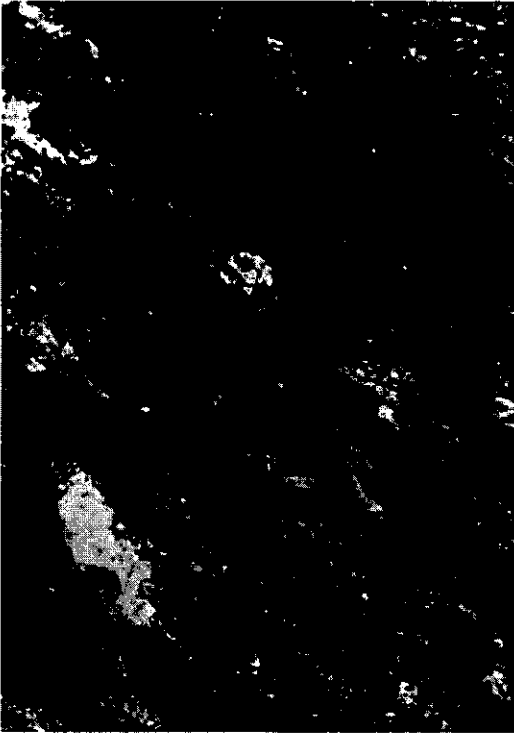
## Таблица VI

1. Параллельное расположение зерен вторичного шестоватого кварца в мелкозернистом разлинзованном песчаном известняке (калькаренит). Ник. +, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.

2. Новообразования кварца и альбита в биодетритусовом известняке (калькаренит). Б/а, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, окрестности Мамисонского перевала.

3. Идиоморфные кристаллы новообразованных кварца и альбита в мелкозернистом песчаном известняке (кальцилотит). Порода испещрена прожилками кальцита. Б/а, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, окрестности Мамисонского перевала.

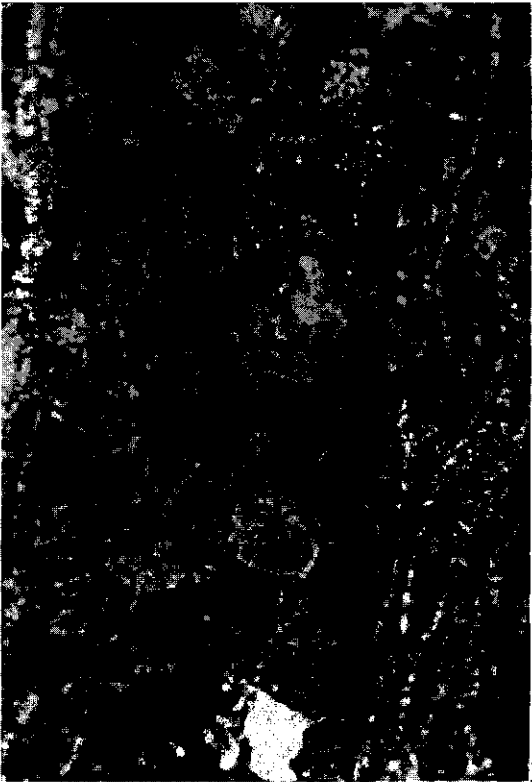
4. Зерно альбита обросшее вторичным альбитом в органогенно-детритусовом известняке (биокалькаренит). Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, окрестности Мамисонского перевала.



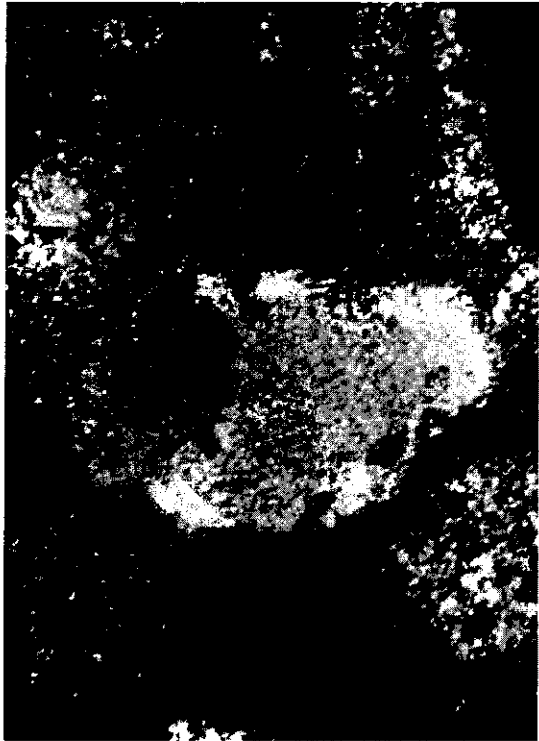
1



2



3



4

## Таблица VII

1. Идиоморфный кристалл альбита в слабопесчаном мелкозернистом известняке (кальцилотит). Виден перекристаллизованный участок. Порода пересекается прожилками кальцита. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, Мамисонский перевал.

2. Регенерация полисинтетически сдвойникового кластического зерна альбита. Видно продолжение двойников кластического альбита в регенерированной части зерна. Ник. +, ув.  $\times 200$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.

3. Регенерированный альбит; видно помутневшее кластическое зерно и водянопрозрачная каемка вторичного альбита. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.

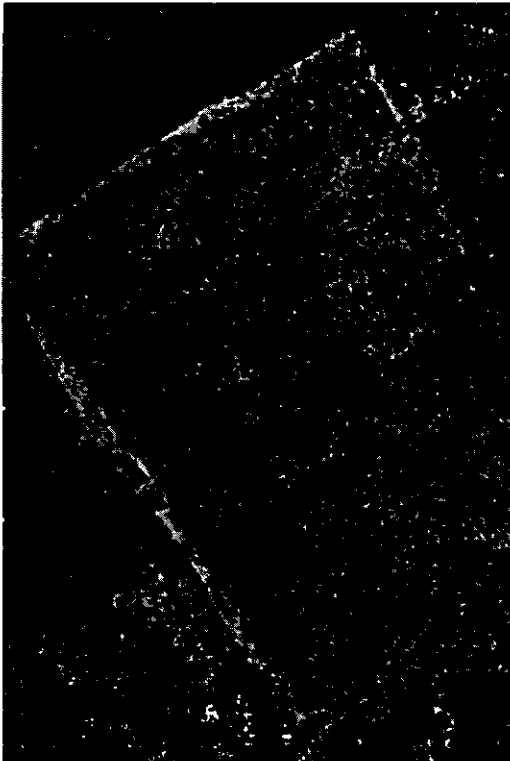
4. Идиоморфные кристаллики альбита в слабопесчаном мелкозернистом известняке. Порода испещрена прожилками кальцита. Ник. +, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, окрестности Мамисонского перевала.



1



2



3



4

### Таблица VIII

1. Скопление кристаллов аутигенного альбита в мелкозернистом ориентированном известняке (кальцилотит). Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

2. Розеткообразное скопление сдвойникованных кристаллов и отдельные идиоморфные кристаллики альбита в слабопесчаном известняке. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3,4. Идиоморфный альбит в кластическом известняке (калькаренит). Видна коррозия кристаллов альбита карбонатом. Ув.  $\times 80$ ; 3 - Ник. +, 4 - Б/а, карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



4



### Таблица IX

1. Новообразования альбита в пелитолите; как альбит, так и вмещающая порода обогащены пиритом. Б/а, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

2. Обрастание регенерированного зерна альбита вторичным альбитом; частичное замещение альбитом цемента песчаника и затем направленная коррозия зерна карбонатом. Ник. +, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Регенерированные и корродированные зерна плагиоклаза и кварца. Ник. +, ув.  $\times 90$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

4. Регенерированное зерно плагиоклаза, направленно корродировано карбонатом, гидрослюдой и хлоритом. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



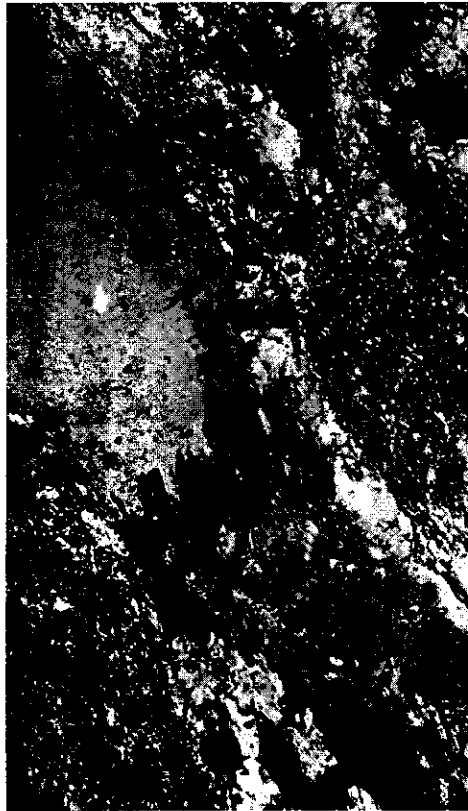
1



2



3



4

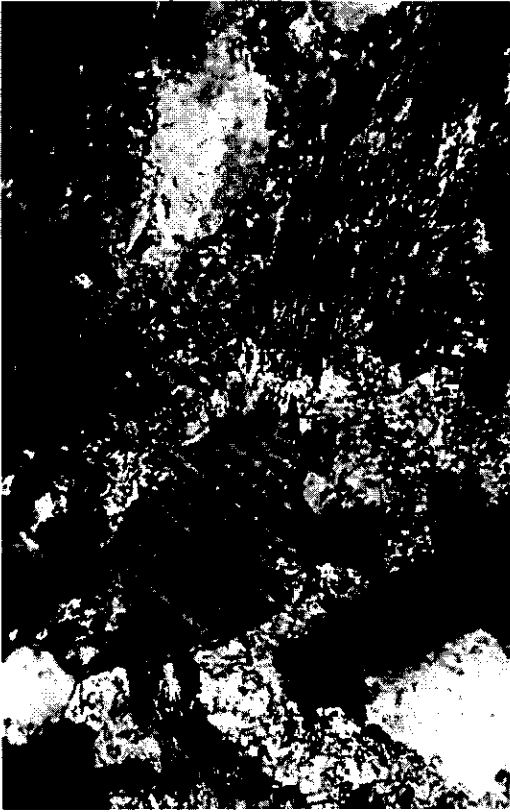
### Таблица X

1. Зерно полисинтетически сдвойникового альбита переходит с одной стороны в сноповидный гидрослюдисто-мусковитовый агрегат, с другой стороны – корродируется карбонатом. Гидрослюдисто-мусковитовый агрегат со своей стороны переходит в кварц. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.

2. Полисинтетически сдвойниковый плагиоклаз переходит в волокнистый глинисто-гидрослюдистый агрегат. Ник. +, увел.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.

3. Альбитизированный регенерированный плагиоклаз обрастает листочками гидрослюды и корродируется кальцитом. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.

4. Обрастание регенерированного полисинтетически сдвойникового альбита вторичным альбитом и коррозия последнего волокнистым гидрослюдисто-мусковитовым цементом. Видна коррозия карбонатом кварца и хорошо выраженная реакционная кайма. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.



1



2



3



4

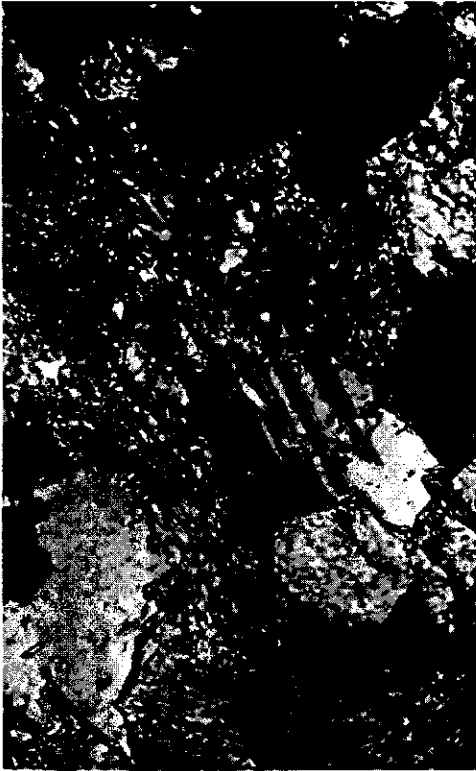
## Таблица XI

1. Зерна кварца и полисинтетически сдвойникового плагиоклаза корродированы кальцитом. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

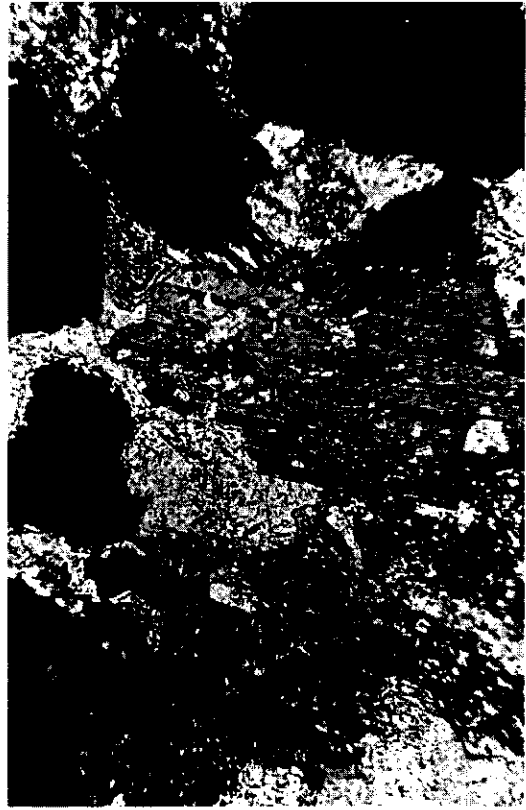
2. Коррозия регенерированного идиоморфного полисинтетически сдвойникового альбита кальцитовым цементом. Видна реакционная каемка. Ник. +, ув.  $\times 200$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

3. Зерна регенерированного, а затем корродированного кварца и альбита. На контакте зерен и карбонатного цемента видна реакционная каемка. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

4. Регенерированный кристалл альбита обросший кварцем; последний направленно корродирован кальцитом, обусловив причудливые очертания зерна. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.



1



2



3



4

## Таблица XII

1. Регенерированный плагиоклаз с припаянным мозаичным кварцем. Видна коррозия плагиоклаза и кварца карбонатом. Ник. +, ув.  $\times 56$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

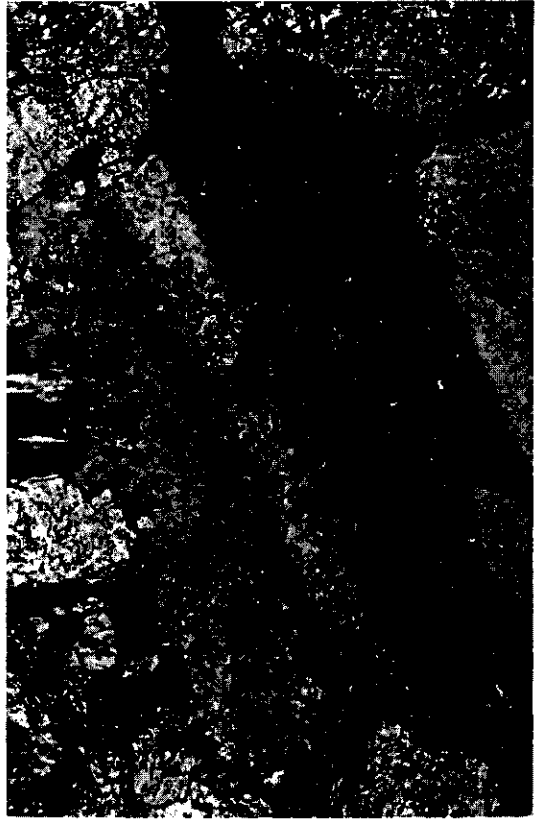
2. Альбитизированный плагиоклаз обрастает с одной стороны вторичным альбитом, затем корродируется карбонатом. С другой стороны – переходит в волокнистый кварцево-слюдистый агрегат. Ник. +, ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Регенерированное зерно плагиоклаза. Видно помутневшее ядро кластического зерна и чистая прозрачная регенерированная кайма частично корродированная карбонатом. Б/а., ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

4. Обрастание плагиоклаза – в центре видна альбитизированная, регенерированная часть зерна, обросшая кварцем и волокнистой гидрослюдой. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



4



### Таблица XIII

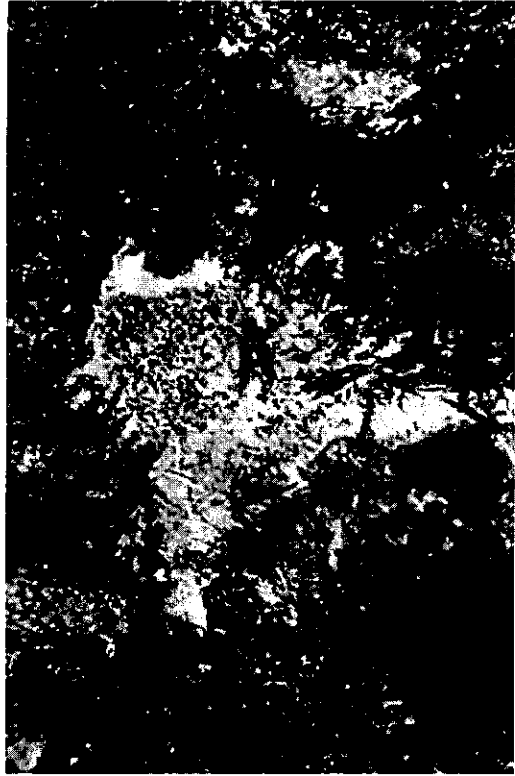
1. Переход плагиоклаза в шестоватую разновидность в разлинзованном известняке. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

2. Разрастание зерна плагиоклаза и замещение им цементирующей глинисто-гидрослюдистой массы. В зерне плагиоклаза видны вторичные листочки мусковита. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3,4. Аутигенные кристаллы альбита и пелитолита. Видны сноповидные скопления волокнистой гидрослюды образующей “перемычки” между зернами. В некоторых кристаллах видны пирит и кальцит. 3 - ув.  $\times 200$ , 4 - ув.  $\times 300$  (деталь); Ник. +; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



4

#### Таблица XIV

1,2. Новообразования альбита в псаммо-пелитолите. Между зернами развита волокнистая гидрослюда. 1 - ув.  $\times 35$ , 2 - ув.  $\times 75$ ; Ник. +; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Регенерированное зерно микроклина, обросшее с одной стороны нерешетчатым калишпатом, а с другой – корродированное карбонатом; видно также инкорпорационное сочленение зерен кварца и микроклина. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

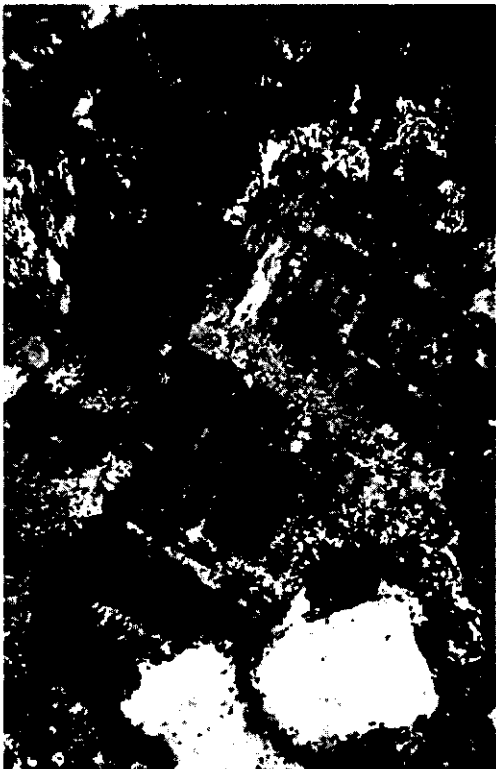
4. Зерно калишпата в аркозово-кварцевом песчанике корродированное глинисто-гидрослюдистым цементом. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.



1



2



3



4

### Таблица XV

1. Деформированный листочек мусковита, зажатый между зернами песчаника. Б/а., ув.  $\times$  56; терригенный флиш, басс. р. Риони.

2,3. Сильно деформированный листочек гидрослюдизированного биотита в слюдисто – плагиоклазово-кварцевом песчанике. На концах листочка видно расщепление и превращение его в щетковидную волокнистую гидрослюду. 2 - Ник. +, ув.  $\times$  120; 3 - Б/а., ув.  $\times$  120; терригенный флиш, басс. р. Риони.

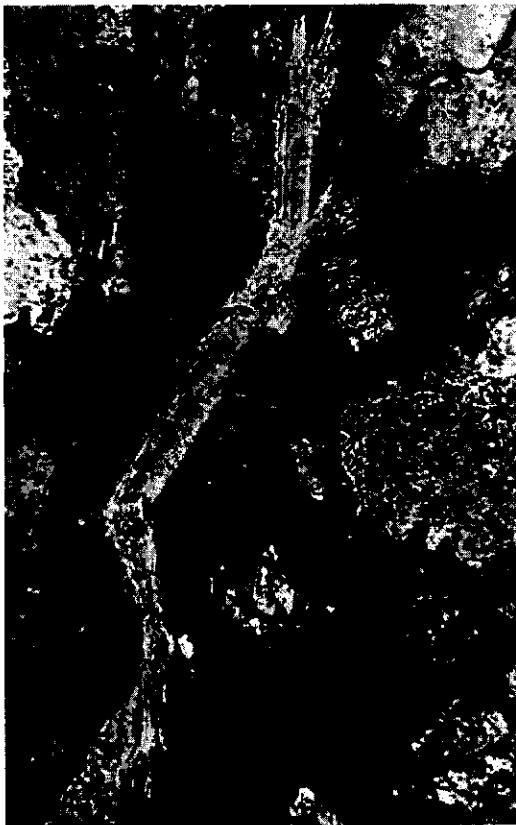
4. Биотит в процессе изменения расщепляется на концах и переходит в бесцветную волокнистую гидрослюду. Ник. +, ув.  $\times$  120; терригенный флиш, ущ. р. Риони.



1



2



3



4

### Таблица XVI

1,2. Деформированные листочки хлорит-мусковита. Видны скопления пирита и титановых минералов. 1 - Б/а., ув.  $\times 70$ ; 2 - Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лиахви.

3,4. Субпараллельное расположение листочков хлорит-мусковита в слюдисто-кварцевом песчанике. Видны обуглившиеся растительные остатки и скопления пирита. 3 - Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, басс. р.Риони; 4 - Б/а., ув.  $\times 75$ ; ущ. р.Кешельта.



1



2



3



4



## Таблица XVII

1. Листочки хлорит-мусковита в слюдисто – плагиоклазово-кварцевом песчанике. В некоторых листочках хлорит-мусковита видны зерна вторичного кварца и скопление зерен сидерита, которые как бы раздвигают пакеты хлорита и мусковита. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Пшавская Арагви.

2. Раздутые округлые листочки хлорит-мусковита в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом алевролите. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

3,4. Листочек хлорит-мусковита в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом песчанике. Хорошо различаются пакеты хлорита и мусковита, виден один деформированный листочек. Ув.  $\times 120$ ; 3 - Б/а., 4 - Ник. +; терригенный флиш, басс. р.Риони.



1



2



3



4

### Таблица XVIII

1,2. Деформированный листочек хлорит-мусковита с вторичными образованиями пирита и сидерита в плагиоклазово-кварцевом песчанике. Ув.  $\times 120$ ; 1 - Б/а., 2 - Ник. +; терригенный флиш, басс. р. Риони.

3. Округлый листочек хлорит-мусковита с новообразованиями сидерита в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом песчанике; видны скопления акцессориев. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, басс. р. Риони.

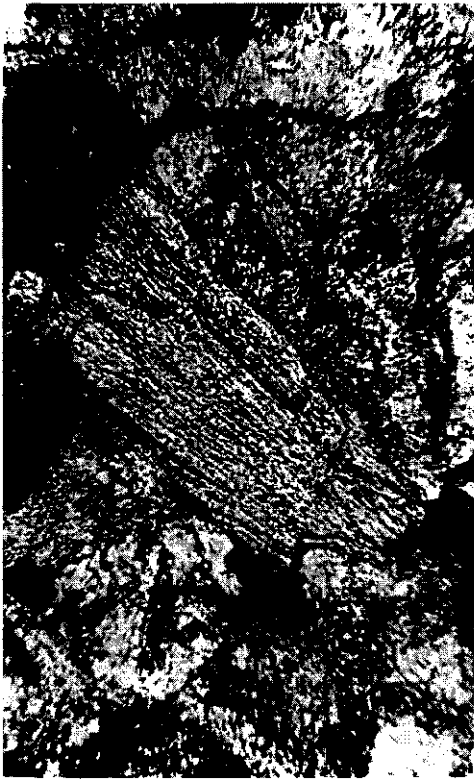
4. Изогнутый частично гидратизированный листочек биотита с линзовидным включением карбоната и скоплениями кристаллов сидерита и акцессориев. Б/а., ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш ущ. р. Лухунисцкали.



1



2



3



4

### Таблица XIX

1. Сноповидный листочек гидробиотита в песчанике. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лиахви.

2. Листочек хлорит-мусковита. Между пакетами хлорита и мусковита видны идиоморфные сидерит и титановые минералы. Б/а, ув.  $\times 120$ ; переходная свита, ущ. р.Риони.

3. Раздутый листочек хлорит-мусковита; в центре виден кварц как бы раздвигающий пакеты хлорита и мусковита. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

4. Изогнутый листочек биотита с выделениями линзовидных скоплений карбоната и сидерита; вокруг листочка видны скопления акцессориев. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



4

## Таблица XX

1. Изогнутый листочек гидратизированного биотита со скоплениями пирита в центре; песчаный известняк. Б/а, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

2,3. Скопления пирита в карбонатном песчанике, обросшие цветочками гидрослюдистого минерала. Ув.  $\times 80$ ; 2 - Б/а, 3 - Ник. +; переходная свита, ущ. р.Риони.

4. Кристаллы пирит-марказита в плагиоклазово-кварцевом карбонатном песчанике. Б/а, ув.  $\times 45$ ; переходная свита, ущ. р.Риони.



1



2



3



4



## Таблица XXI

1. Скопление мелкозернистого пирита своеобразной завихренной формы в тонкозернистом темном известняке (кальцилотит). Вокруг пирита видна узкая каемка гидрослюды. Б/а, ув.  $\times 17$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

2. Веретенообразное скопление мелкозернистого пирита; вокруг развиты шестоватые зерна кальцита. Ник. +, ув.  $\times 47$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Линзовидное скопление пирита в мелкозернистом темном ориентированном известняке (кальцилотит), вытянутое в направлении удлинения зерен известняка. Пирит обрастает листочками гидрослюды ориентированными в том же направлении. Ник. +, ув.  $\times 30$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

4. Скопление пирита в песчаном известняке, окаймленное волокнистой гидрослюдой. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



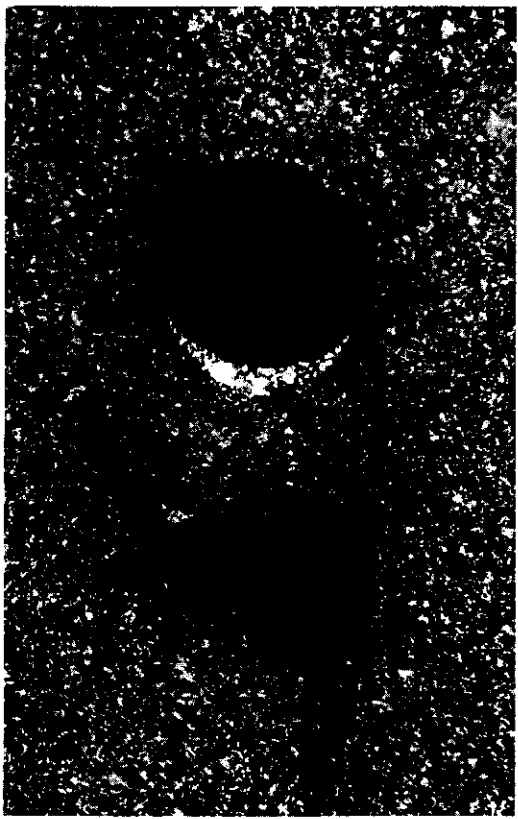
1



2



3



4

## Таблица XXII

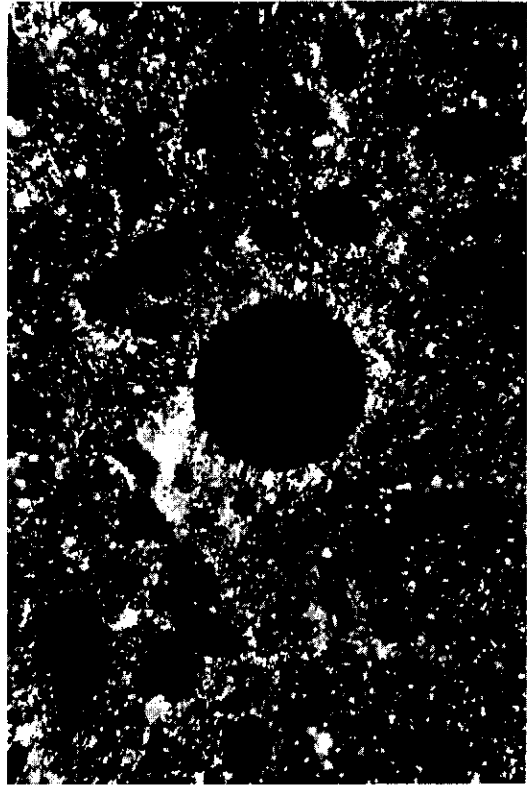
1. Скопление пирита в кластическом известняке, окаймленное волокнистой гидрослюдой. Б/а, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

2. Скопление пирита с каемкой волокнистого кварца в сланцеватом аргиллите. Б/а, ув.  $\times 17$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

3, 4. Сфероидные скопления мелкоконкреционного пирита и обрастание их “венчиком” гидрослюды в алевролите. Видны отдельные зерна пирита. Ув.  $\times 70$ ; 3 - Ник. +, 4 - Б/а, терригенный флиш, ущ. р.Риони.



1



2



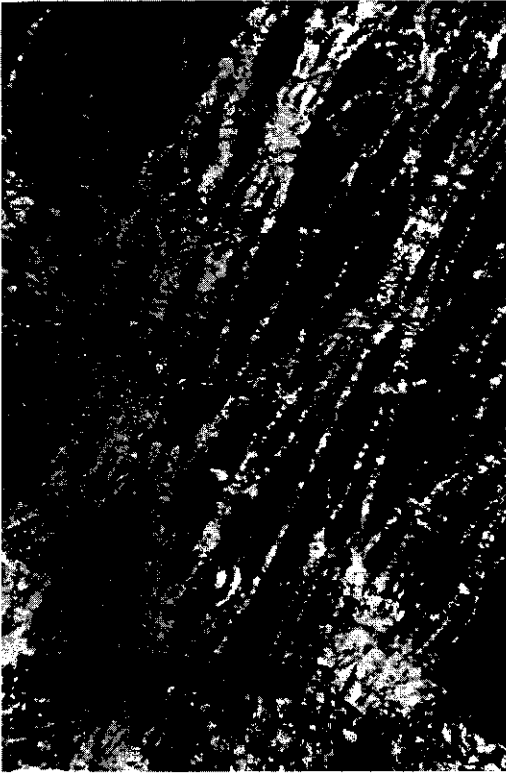
3



4

### Таблица XXIII

1. Линзообразное скопление мелкоконкреционного пирита в алевролите. Б/а, ув.  $\times 45$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.
2. Пиритизированные и лимонитизированные обломки в мелкозернистом песчанике испещрены прожилками кальцита (II генерации). Ник. +, ув.  $\times 45$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.
3. Пиритизация песчаного известняка; обрастание скоплений пирита и регенерированного плагиоклаза волокнистой гидрослюдисто-мусковитовыми новообразованиями, а затем – карбонатом. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; переходящая свита, ущ. р. Риони.
4. Пиритизированный обломок породы испещренный прожилками кальцита. Б/а., ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Арагви.



1



2



3



4

#### Таблица XXIV

1. Скопления пирита с выростами волокнистого кварца и слюды в тонкозернистом известняке (микрит). Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

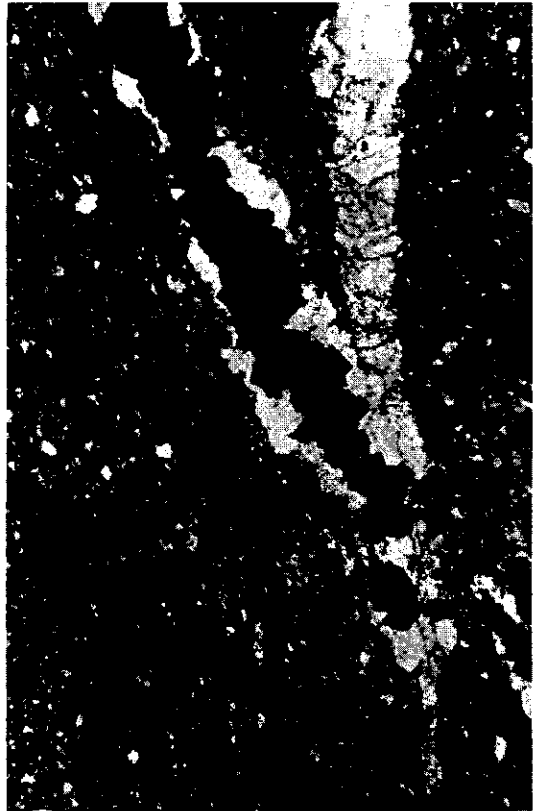
2. Пересечение кальцитоватого прожилка пирит-гидрослюдистым прожилком в слабопесчаном известняке. Б/а,, ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Конформно-инкорпорационная структура в аркозово-кварцевом песчанике. Видны также элементы микростилолитового сочленения. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

4. Конформно-инкорпорационная структура в плагиоклазово-кварцевом песчанике. Ник. +, ув.  $\times 135$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.



1



2



3

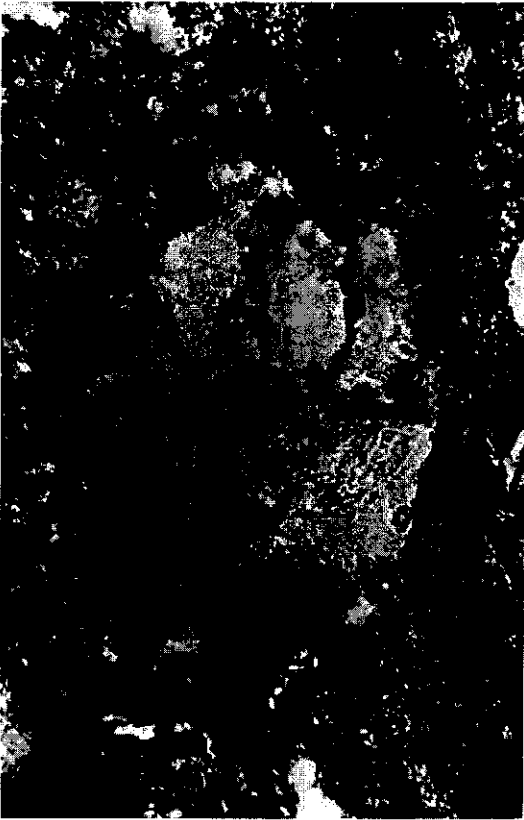


4

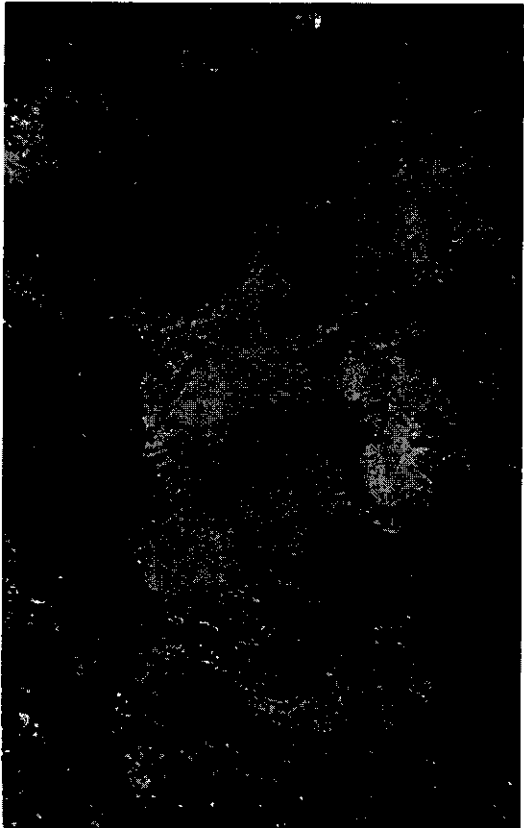


### Таблица XXV

1. Конформно-инкорпорационная структура в аркозово-кварцевом песчанике; видно шиповидное сочленение зерен. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.
2. Конформная структура с шиповидным сочленением зерен в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом песчанике. Листочки игольчатого мусковита расположены между зернами почти вертикально их поверхности. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Арагви.
3. Структура дифференциального скольжения в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом песчанике. Ник. +, ув.  $\times 75$ ; терригенный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.
4. Структура дифференциального скольжения в слюдисто-плагиоклазово-кварцевом карбонатном песчанике. Ник. +, ув.  $\times 80$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.



1



2



3



4

### Таблица XXVI

1. Слабо выраженная структура дифференциального скольжения в аркозово-кварцевом песчанике. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.
2. Ориентированное расположение кристалликов кальцита в глинистом известняке. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.
3. Направленно-ориентированная структура в тонкозернистом известняке (микрит). Б/а, ув.  $\times 75$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.
4. Обломок в направленно-ориентированном кластическом известняке (калькаренит) обрастает шестоватым кальцитом. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.



1



2



3



4

## Таблица XXVII

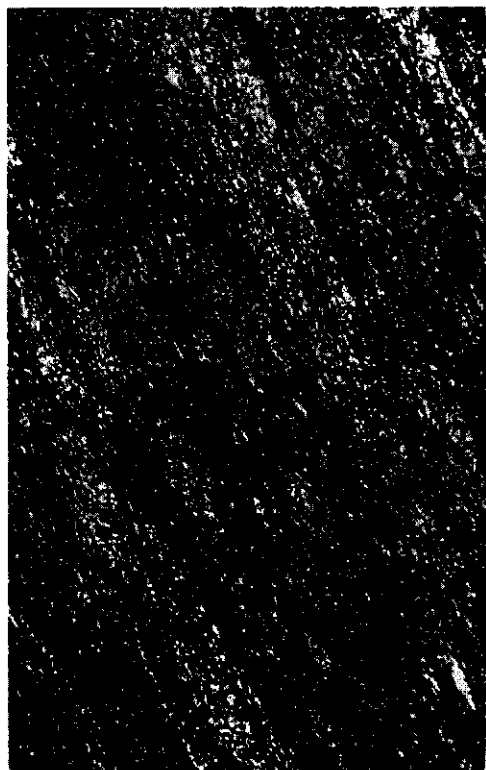
1. Разлинзованная микроструктура в песчаном известняке. Ник. +, ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
2. Разлинзованный слабопесчаный известняк. Видны разбросанные кристаллы сидерита и пирита. Б/а., ув.  $\times 75$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
3. Ориентированный, частично разлинзованный известняк. Б/а., ув.  $\times 56$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
4. Линзообразные карбонатные участки в пелитолите. Б/а., ув.  $\times 30$ ; переходная свита, ущ. р.Риони.



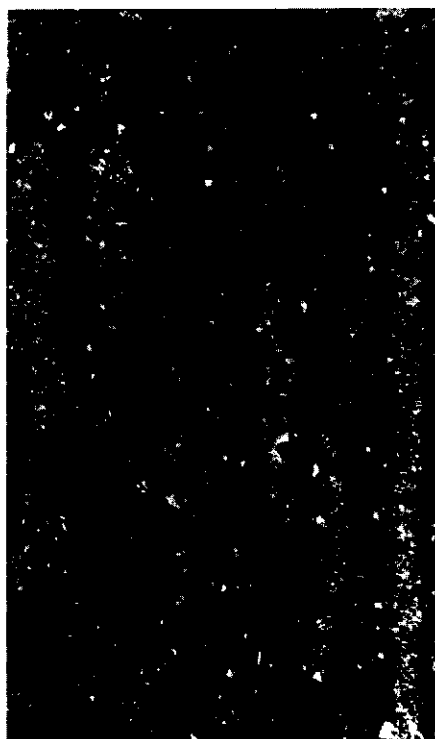
1



2



3



4

### Таблица XXVIII

1. Разлинзованный кластический песчаный известняк (калькаренит). В ядрах линз видны зерна кварца, плагиоклаза и мелкозернистого известняка. Ник. +, ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

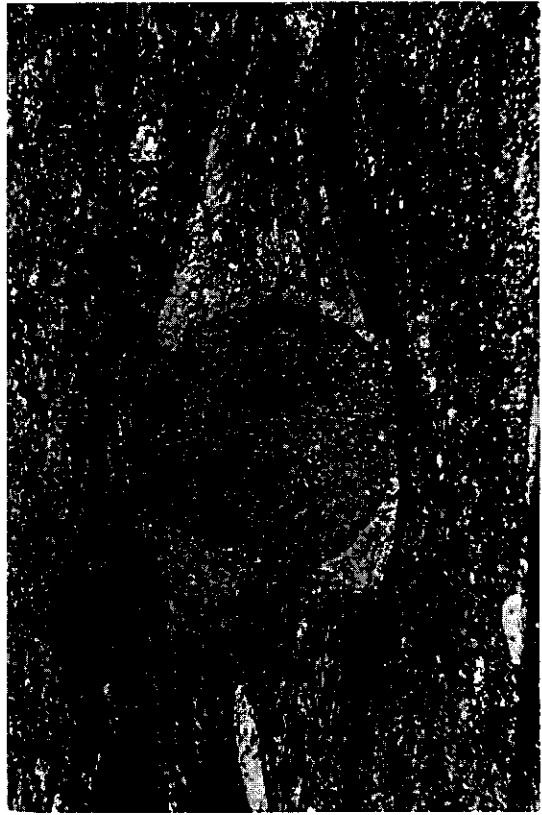
2. Ядро одной из линз в разлинзованном известняке выполненное карбонатом и пелитовым веществом, обросшее сходящимися пучками волокнистой гидрослюды и шестоватым кварцем. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Мраморизованный известняк. Между крупными кристаллами кальцита кое-где видны участки с вторичным мозаичным кварцем. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

4. Обломок в кластическом известняке, обросший ориентированно расположенными волокнистыми пучками кварца и гидрослюды. Ник. +, ув.  $\times 17$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3

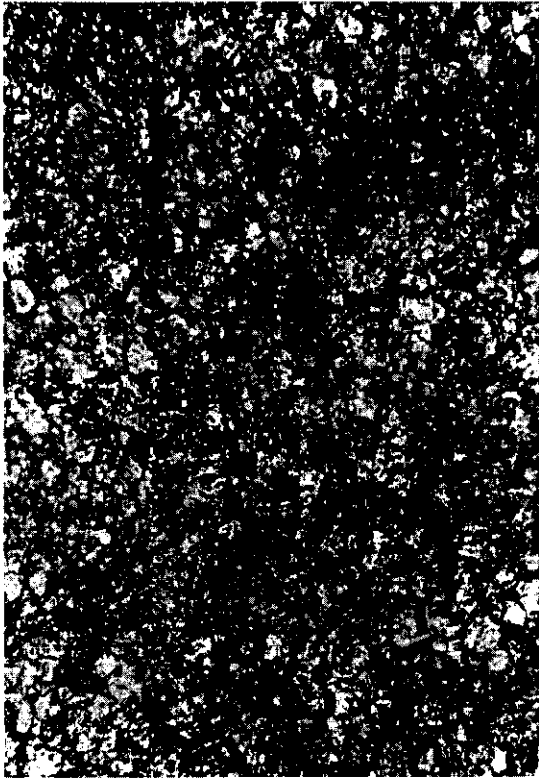


4



### Таблица XXIX

1. Мраморизованный участок в частично перекристаллизованном тонкозернистом известняке. Ник. +, ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
2. Деформированные обломки и оолиты в кластооолитовом известняке. Ник. +, ув.  $\times 35$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.
3. Деформированные субпараллельно расположенные обломки и оолиты в кластооолитовом известняке. Б/а., ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.



1



2



3

### Таблица XXX

1. Сильно деформированные псевдоолиты в кластоолитовом известняке (в ооспаритовом калькарените). Ник. +, ув.  $\times 21$ ; терригенный флиш, ущ. р.Арагви.

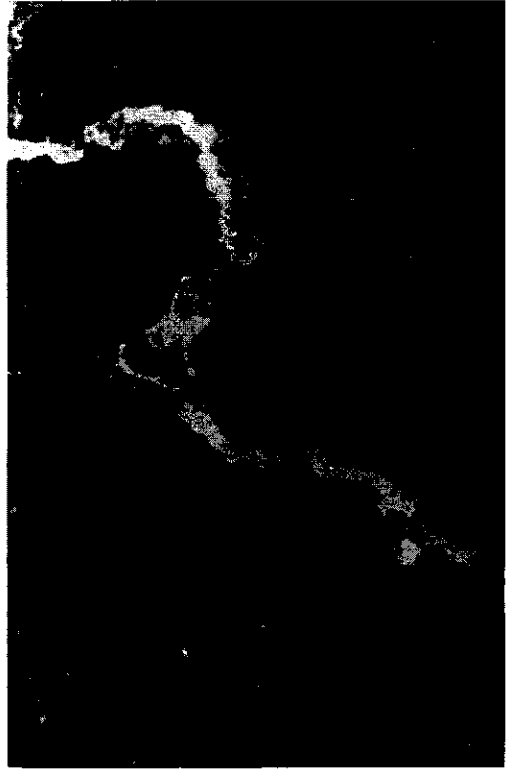
2. Сутурная линия в тонкозернистом известняке (кальцилотит) образованная пелит-лимонитовой массой. Б/а., ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Риони.

3. Микростилолитовое растворение и скопление мелких зерен пирита, растительного детрита и пелит-гидрослюдистого вещества в песчаном известняке. Б/а., ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Риони.

4. Окатанные обломки в кластическом известняке (калькаренит) обрастают шестоватым кварцем, замещая кальцит выполняющий межзерновое пространство. Ник. +, ув.  $\times 21$ ; ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



3



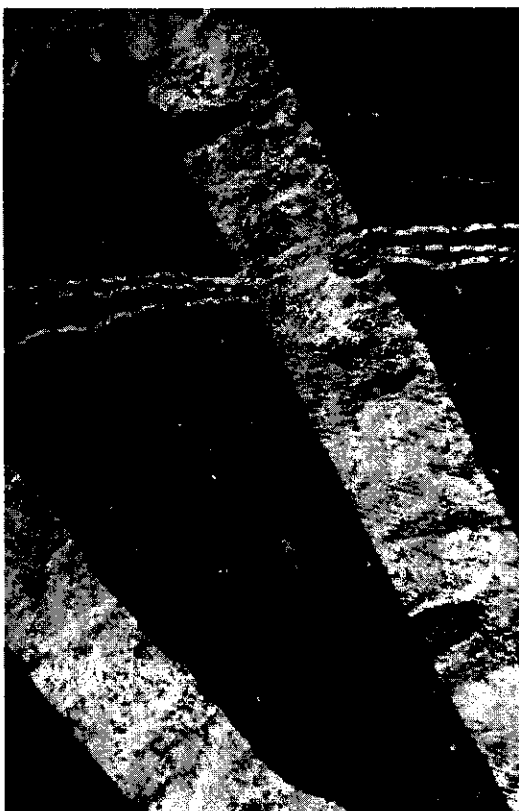
4

### Таблица XXXI

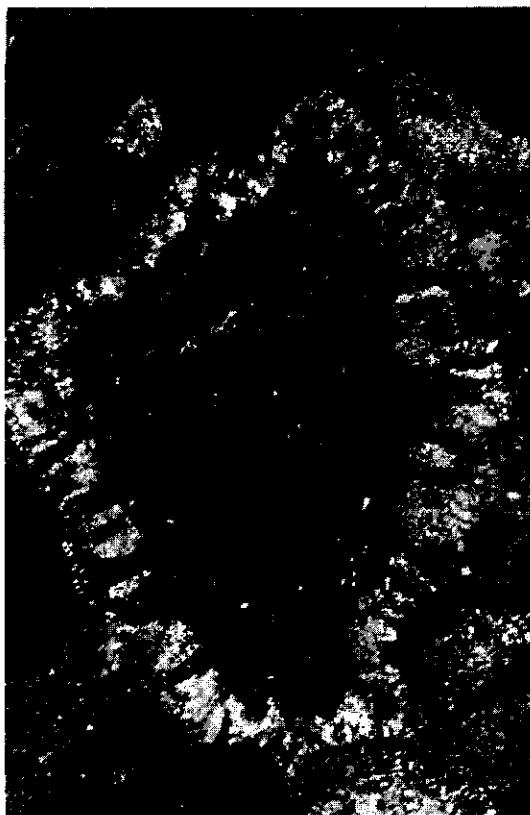
1,2. Обрастание кластического зерна известняка вторичным шестоватым кварцем и пластинчатыми кристаллами кальцита в мелкозернистом известняке (калькаренит). Ув.  $\times 75$ ; 1 - Ник. +, 2 - Б/а.; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Обрастание шестоватым кальцитом обломка пелитолита в органогенно-кластическом известняке (биокалькаренит). Ник. +, ув.  $\times 35$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

4. Пересекающиеся прожилки кальцита двух генераций в тонкозернистом известняке (кальцилютит). Б/а., ув.  $\times 21$ ; карбонатный флиш, Мамисонский перевал.



1



2



3



4

### Таблица XXXII

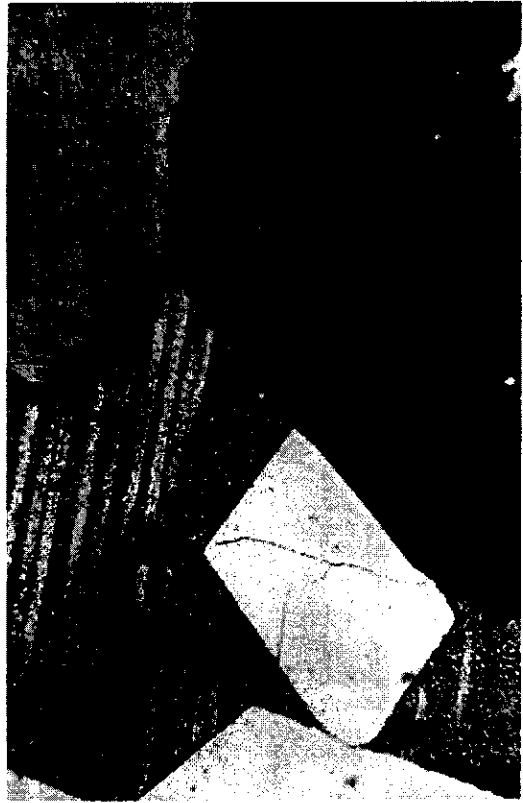
1. Кварц-кальцитовая жила. В зальбандах кварц, ближе к центру – кальций, в центре видны нитьевидные скопления пирита и обуглившихся растительных остатков. Б/а., ув.  $\times 17$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Риони.

2. Кварц-кальцитовая жила с идиоморфными кристаллами кварца; виден рост кристаллов в направлении центра прожилка. Ник. +, ув.  $\times 17$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

3,4. Локальное окварцевание в аркозово-кварцевом песчанике в виде сети мельчайших прожилков кварца; видно движение флюидов вдоль трещин. Ув.  $\times 70$ ; 3 - Ник. +, 4 - Б/а.; терригенный флиш, ущ. р.Риони.



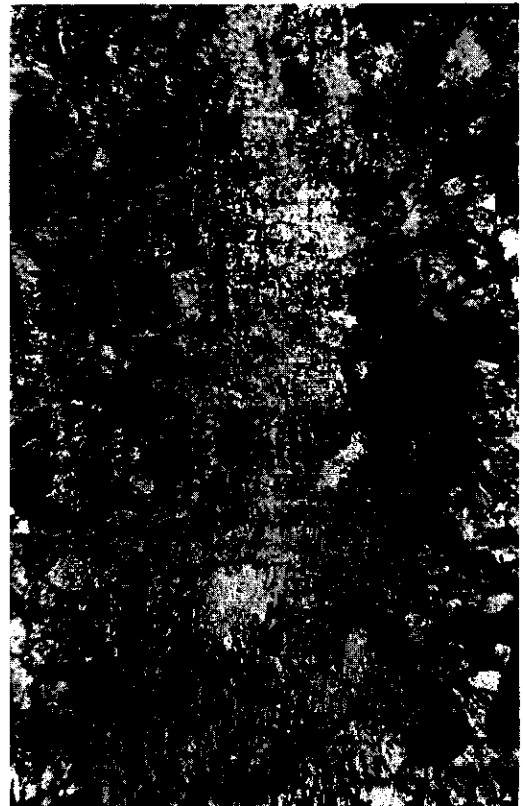
1



2



3



4



### Таблица XXXIII

1,2,3. Обломки угля в песчаном известняке, обросшие пластинчатой гидрослюдой переходящей на периферии в мусковит, затем в шестоватый кварц. 1 - Ник. +, ув.  $\times 70$ ; 2 - Б/а., ув.  $\times 35$ ; 3 - Ник. +; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

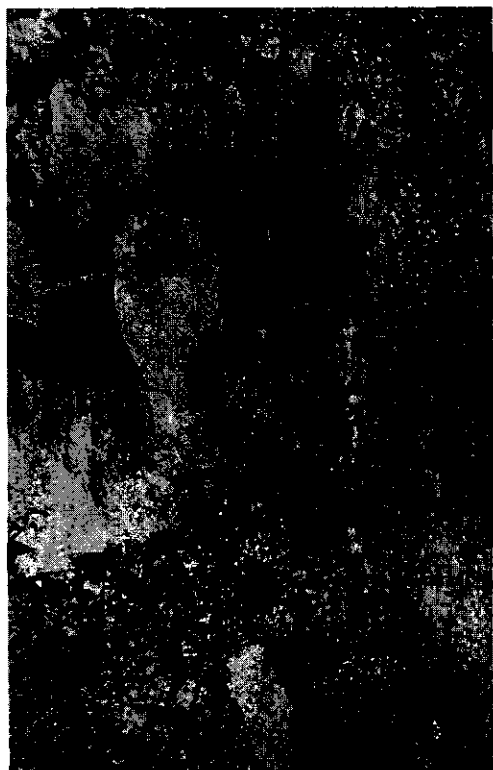
4. Деталь из I - переход угля в гидрослюду, мусковит и шестоватый кварц. Ник. +, ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.



1



2



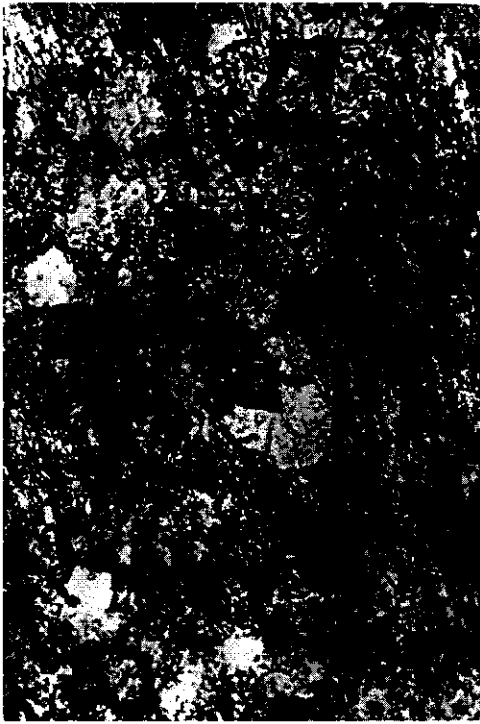
3



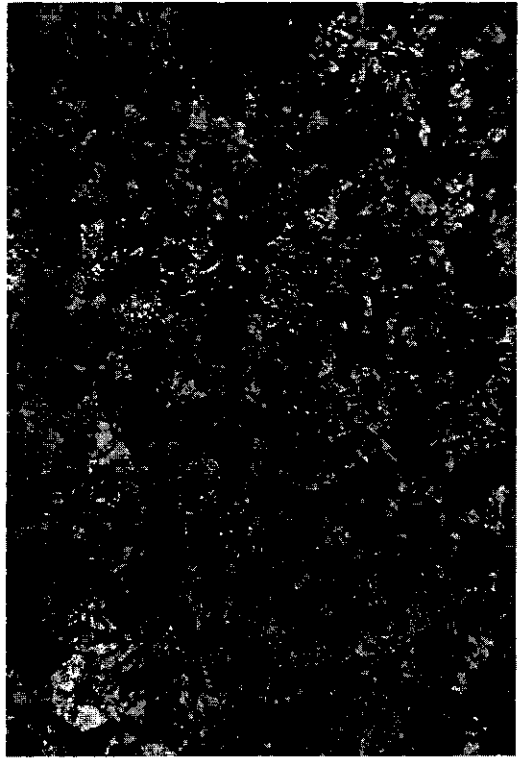
4

#### Таблица XXXIV

1. Новообразования ромбоэдров сидерита и анкерита в алевролите. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Риони.
2. Ромбоэдры аутигенного сидерита и скопление их мелкокристаллических, обогащенных гидроокисями железа разновидностей в песчаном известняке. Б/а., ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р. Риони.
3. Участок плагиоклазово-кварцевого песчаника, обогащенный рудными и акцессорными минералами. Б/а., ув.  $\times 70$ ; терригенный флиш, басс. р. Риони.
4. Ромбоэдры сидерита в глинистом известняке. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р. Лухунисцкали.



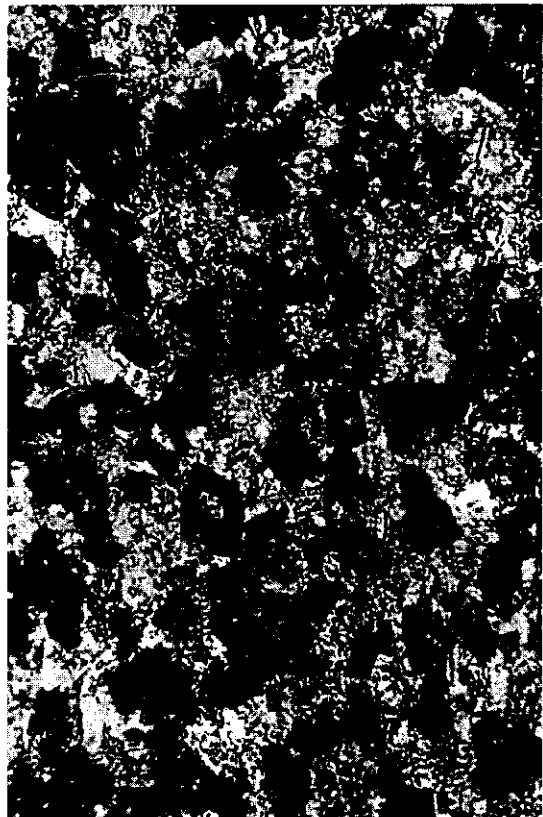
1



2



3



4

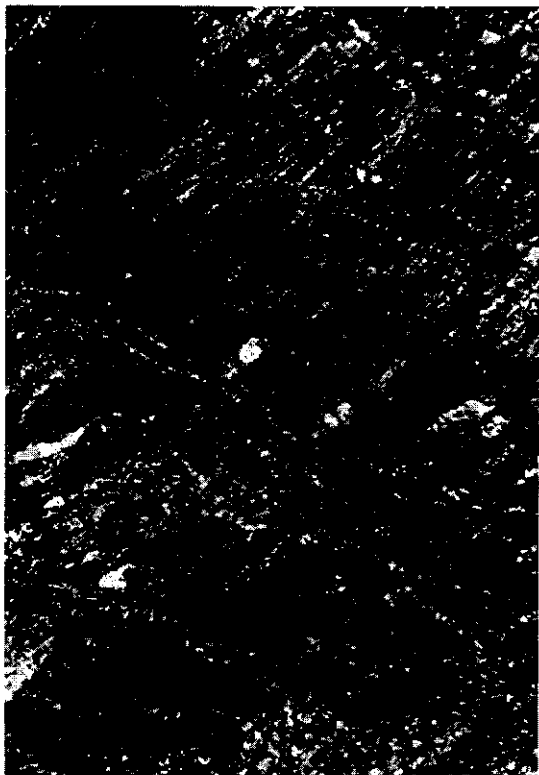
### Таблица XXXV

1. Ромбоэдры сидерита в окварцованном известняке. В небольшом количестве видны скопления конкреционного пирита. Б/а., ув.  $\times 70$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

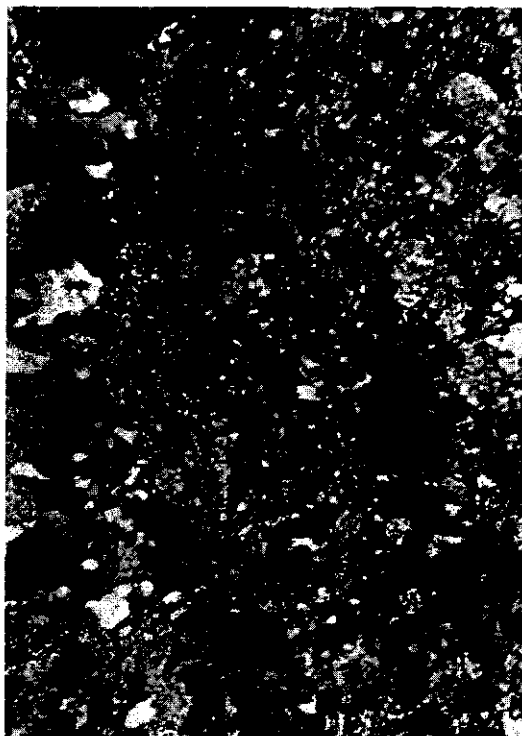
2. Ромбоэдры анкерита и сидерита с каемкой гидроокисей железа в карбонатном песчанике; наблюдаются также кристаллы акцессорных минералов. Б/а., ув.  $\times 90$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

3. Выполнение мелких трещин в тонкозернистом известняке (кальцилютит) прожилками мозаичного мелко- и среднезернистого кварца. Ник. +, ув.  $\times 45$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.

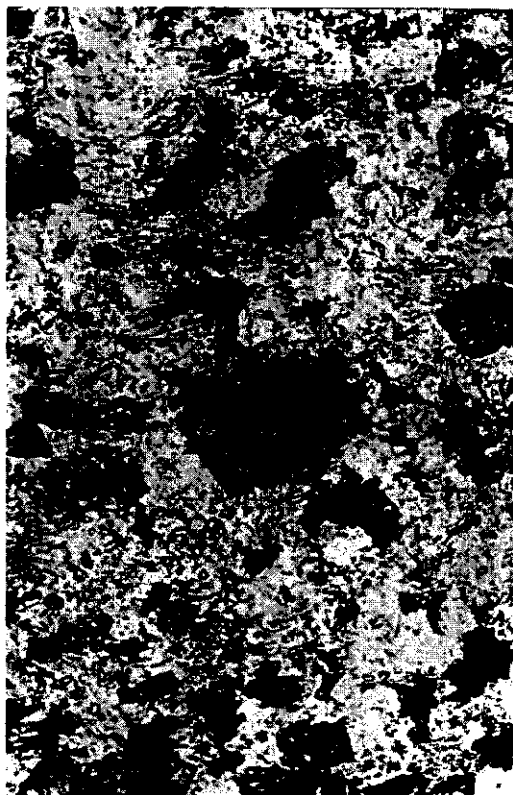
4. Взаимопересекающиеся прожилки кальцита (I и II генераций) в испещренном тонкими трещинами алевролите. Б/а., ув.  $\times 45$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.



1



2



3



4

### Таблица XXXVI

1. Оолитовый известняк, пересеченный прожилками кальцита. Б/а., ув.  $\times 26$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Арагви.

2. Лейкоксовые массы в цементе карбонатного песчаника. Б/а., ув.  $\times 45$ ; терригенный флиш, ущ. р.Риони.

3,4. Микрожеода в карбонатном песчанике выполненная в центре кальцитом, по периферии титановыми минералами. Б/а.; 3 - ув.  $\times 200$ , 4 - ув.  $\times 300$  (деталь); терригенный флиш, ущ. р.Риони.



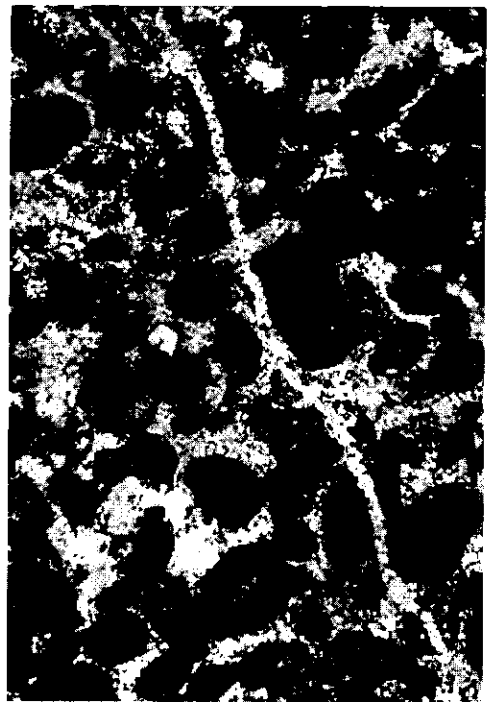
1



2



3



4

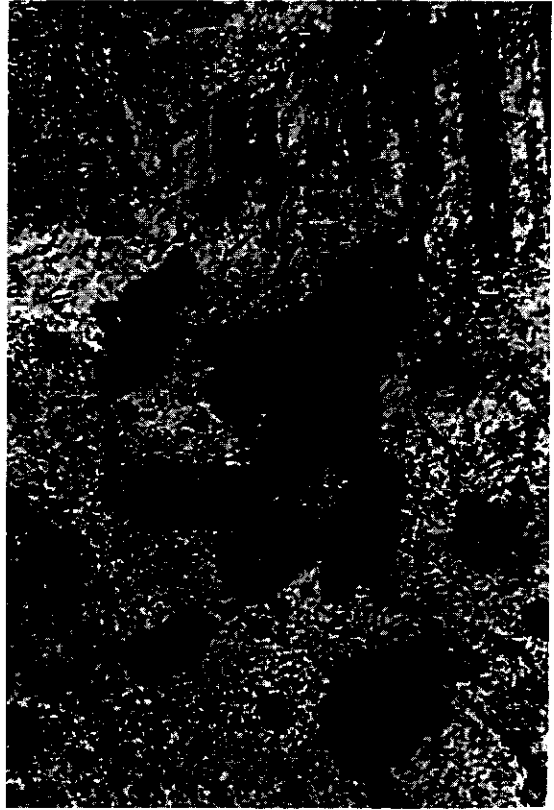


### Таблица XXXVII

1. Скопление акцессорных минералов и обрастание их волокнистой гидрослюдой в песчаном известняке. Б/а., ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, окр. Мамисонского перевала.
2. Скопление аутигенных титановых минералов – сфена и брукита в песчаном известняке. Б/а., ув.  $\times 120$ ; карбонатный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
3. Скопление акцессорных и рудных минералов (циркон, апатит, рутил, пирит) в цементе карбонатного песчаника. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Лухунисцкали.
4. Сфен и лейкоксеновые массы в песчанике замещают цемент и выполняют межзерновые пространства. Б/а., ув.  $\times 120$ ; терригенный флиш, ущ. р.Кешельта.



1



2



3



4

კავკასიონის კიდურა ზღვის აღმოსავლეთი აუზის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ლითოლოგია და პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნები (საქართველოს ფარგლებში)

დედამიწის მოძრავი სარტყელის გეოლოგიურ ფორმაციებში და მსოფლიო ოკეანის ბევრ თანამედროვე გეოტექტონიკურ სტრუქტურაში (ეპიკონტინენტური ზღვები, ღრმა ზღვის ღრმულები, შუაოკეანური ქედები, კუნძულთა რკალები, სუბდუქციის ზონები და ა.შ.) ფართედ გავრცელებული ფლიშური ნალექების დეტალური ლითოლოგიური კვლევა გეოლოგიური მეცნიერების აღნიშნულ ეტაპზე აქტუალურ საკითხს წარმოადგენს.

ფლიშური ნალექების განსხვავებული ნივთიერი შედგენილობა (ალუმოსილიკატური, კარბონატული, ტეფროიდული), ტექსტურა და სტრუქტურა პალეოგეოგრაფიული და პალეოტექტონიკური გარემოს რეკონსტრუქციის, ნალექდაგროვების, მისი ქანადქცევის პროცესების ანალიზისა და ფლიშის სედიმენტაციური აუზის ისტორიულ-გეოლოგიური განვითარების სინთეზის საშუალებას იძლევა. ამასთან, ცნობილია რომ ფლიშურ ფორმაციასთან ხშირად დაკავშირებულია სხვადასხვა სასარგებლო ნამარხები; ასეთებია ნავთობი და გაზი, პოლიმეტალები, ოქრო და სხვა იშვიათი მეტალები, დოლომიტები, საცემენტე ნედლეული, მინერალური წყლები და სხვ.

დღეს, ფაქტიური მასალის ლითოლოგიური კვლევის დროს, დიდი ყურადღება ეთმობა დანალექი ქანების პოსტსედიმენტაციური პროცესების შესწავლას – კერძოდ, ქანების კოლექტორული თვისებების ფორმირებას დიდ სიღმეებზე. განსაკუთრებით პირველხარისხოვან მნიშვნელობას იძენს ნავთობის, გაზისა და რამდენადმე მეტამორფული ქვანახშირიანი აუზების ძებნის პრობლემასთან დაკავშირებული დანალექი წყებების ნალექების კატაგენეზის შესწავლა. ნავთობგაზიანობის პროგნოზირებისათვის საჭიროა ჩატარდეს მთელ რეგიონში განვითარებული ნალექების დეტალური ლითოლოგიური კვლევა კატაგენეზისა და ტექტონიკური სტრუქტურების გათვალისწინებით. კერძოდ, ქანების კოლექტორული თვისებების შედარებისას გამოყენებულ უნდა იქნას სტადიური ანალიზის შედეგები, რომლის მიხედვითაც მოხდება რეგიონული პოსტდიაგენეტური გარდაქმნების გამოყოფა და აბეგმვა.

საკვლევი რეგიონი – კავკასიონის კიდურა ზღვის “აღმოსავლეთი აუზი” საქართველოს ფარგლებში მიეკუთვნება ტექტონიკურად აქტიურ ნალექდაგროვების ზონას. ამიტომ აღნიშნული რეგიონის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ნალექების მეორადი შეცვლის პროცესების შედეგების გადმოცემისას ძირითადი ყურადღება გამახვილებულია ლითოგენეზში კატაგენეზის პროცესების რეკონსტრუქციაზე. გეომინერალოგიასა და ჰიდროქიმიში მიღებულ ახალ თეორიულ მონაცემებზე დაყრდნობით ჩატარებულია ობიექტის დეტალური ლითოფაციური და ფორმაციული ანალიზი.

აღნიშნული რეგიონის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ნალექების დეტალური ლითოლოგიური კვლევის შედეგად აღნიშნული კომპლექსი ლითოლოგიური ნიშნის მიხედვით დაყოფილია წყებებად და ქვეწყებებად. შესწავლილი ფლიშური კომპლექსი წარმოდგენილია როგორც ალუმოსილიკატური, ისე კლასტოგენური და ბიოქმოგენური კარბონატული ნალექებით; კომპლექსის ზედა ჰორიზონტებში ჩნდება ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნებიც. აღნიშნულმა ნალექებმა დღემდე მნიშვნელოვანი პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნები განიცადა. შეცვლის პროცესები რამდენადმე განსხვავებულია კარბონატულ და ტერიგენულ ფლიშში, რისი მიზეზიც შესაძლოა მათი თავდაპირველი შედგენილობა იყოს. მიუხედავად იმისა, რომ ამ ნალექებში მეორადი – აუტიგენური მინერალები ერთიდაიგივეა, კირქვებში ეს ასოციაცია რამდენადმე ერთგვაროვანი და უფრო ღარიბია ვიდრე ქვიშაქვებში. ქვიშაქვებში შეცვლილია როგორც ქანმაშენი მინერალები, ისე ცემენტი. ძირითადი ქანმაშენი მინერალები სავარაუდოდ შემდეგნაირად იცვლება: პლაგიოკლაზი გაალებიტებულია დიაგენეტურ სტადიაზე; კატაგენეტურ პერიოდში ალბიტი და გაალებიტებული

პლოაგიოკლაზი წნევის შედეგად იხსნება, გადაილექება და შემდეგ განიცდის რეგენერაციას; კვარცის ნატეხები განიცდის ჯერ გახსნას და შემდეგ რეგენერაციას – შემოზრდას. ქარსები – ბიოტიტის ფირფიტები ჰიდრატაციის შედეგად გადასულია ქლორიტისა და მუსკოვიტის დასტების მორიგეობაში, შემდეგ კი მუსკოვიტის მაგვარ ქარსში; ზოგიერთი ფირფიტა განიცდის რა ამორფიზაციას გადადის იზოტროპულ მასაში. შეცვლილია პელიტოლითებიც – გარდაქმნილია დიოქტაედრული ჰიდროქარსის, ტრიოქტაედრული ქლორიტის, კვარცისა და ზოგჯერ კალციტის უწვრილესი ნაწილაკების რთულ ნარევად. აღნიშნული გარდაქმნის პროცესები მიმდინარეობს იზოქიმიურად – მასალის შემოტანის გარეშე. შეცვლა ხდება ნივთიერების შრეთაშორის გადანაწილებით და მეტასომატური ჩანაცვლებით. გარდაქმნის ინტენსივობა და ხასიათი მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია როგორც ქანის საწყის შედგენილობაზე, ისე არსებულ თერმოდინამიკურ პირობებზე და მათ ცვლილებებზე ქანის არსებობის პერიოდში, რაც უმეტესად კონტროლირდება რეგიონის ტექტონიკური რეჟიმით.

შესწავლილ ზედაიურულ-ცარცულ ფლიშურ კომპლექსში, რომელმაც პოსტიაგენეტური გარდაქმნები განიცადა, ქვიშაქვების ფორიანობა ამავე დასახელების სად ქანებთან შედარებით შემცირებულია. სავარაუდოა, რომ ამ ქანების ფიზიკური თვისებები (ხვედრითი წონა, ფორიანობა) დაკავშირებულია შეცვლილი ქანების მიკროსტრუქტურების თავისებურებებთან. მიკროსტრუქტურები, თავის მხრივ მჭიდრო კავშირშია რეგიონში განვითარებული მოძრაობების ინტენსივობასთან. ქვიშაქვების ფორიანობის შესწავლამ დაგვანახა, რომ ნავთობისა და გაზის შემცველი დასტების შესწავლისას აუცილებლად გასათვალისწინებელია პერსპექტიული წყებების პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნების ხასიათი და ხარისხი, რაც ქანების ფიზიკური თვისებების შეცვლას იწვევს. აღნიშნულ კომპლექსში წარმოდგენილია როგორც კატაგენეტური, ისე სტრესულ-ორიენტირებული მიკროსტრუქტურები. თითქმის მთელ ფლიშურ კომპლექსში განვითარებული კატაგენეტური მიკროსტრუქტურები წარმოშობილია თერმოდინამიკური პირობების ცვლილების შედეგად, რაც ძირითადად გამოწვეული უნდა იყოს ლითოსტატიკური დატვირთვით (რაც თავისმხრივ, განაპირობებს წნევისა და ტემპერატურის გაზრდას). სტრესულ-ორიენტირებული მიკროსტრუქტურები ლოკალურადაა განვითარებული და წარმოდგენილია შესწავლილი რეგიონის დასავლეთ ნაწილში – სედიმენტაციური აუზის უფრო ინტენსიურად დისლოცირებულ უბნებში და წარმოშობილი უნდა იყოს კატაგენეტურად შეცვლილ ქანებზე ცალმხრივი დაწოლის – სტრესის შედეგად. შესწავლილი ფლიშური კომპლექსის ნაღველებში განვითარებული კატაგენეტური მიკროსტრუქტურების წარმოშობის რთული პროცესი წარმოადგენს თავისებურ ანარეკლს რეგიონის გეოლოგიური განვითარების ისტორიაში. ამიტომ, შესწავლილი კომპლექსის ქანების მიკროსტრუქტურების დეტალურმა კვლევამ შესაძლოა არსებითი როლი ითამაშოს რეგიონის გეოლოგიური განვითარებისა და მისი გეოლოგიური წარსულის აღდგენის საქმეში.

ამგვარად, კავკასიონის კიდურა ზღვის “აღმოსავლეთი აუზის” საქართველოს ფარგლებში შესწავლილი ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაცია, შემადგენელი ნაღველების შეცვლის ხარისხის მიხედვით, მიეკუთვნება ძირითადად სიღრმული კატაგენეზისის ზონას და ამავე დროს, მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს მეტაგენეზისის ზონის დამახასიათებელ ელემენტებს (ბლასტური სტრუქტურების ჩანასახებს, მარმარილოსებურ სტრუქტურებს და სხვ.). აღსანიშნავია, რომ შესწავლილ კომპლექსში მკვეთრი კატაგენეტური ზონალობა არ გაიღვენება, რის მიზეზად შეიძლება ჩაითვალოს აღნიშნული ფლიშური ფორმაციის შედარებით მცირე სიმძლავრე, სტრატეგრაფიული დიაპაზონი და რეგიონის ტექტონიკური აქტივობა.

## **Литология и постседиментационные преобразования верхнеюрско-меловой флишевой формации Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа (ВОМБК) в пределах Грузии**

В литологии все большее значение приобретает исследование процессов вторичного преобразования осадочных образований; они на протяжении длительного времени своего существования, начиная с превращения осадка в породу, до преобразования последней в метаморфическую, или же разрушения под действием выветривания, претерпевают процессы вторичного изменения – постседиментационного преобразования. Выявление последовательности структурных минеральных изменений в породах позволяет восстановить историю развития процессов, обуславливающих упомянутые преобразования.

Региональные преобразования пород играют большую роль в формировании осадочных толщ, часто увязываясь с накоплением тех или иных полезных ископаемых.

В исследованиях фактического материала последних лет высоко оценивается роль региональных и локальных наложенных процессов изменения при формировании коллекторских свойств пород на больших глубинах. Вместе с этим, первостепенное значение приобретает изучение катагенеза осадочных толщ нефтеносных бассейнов в связи с проблемой поисков месторождений нефти и газа, а также в некоторой мере метаморфизованных угольных бассейнов. Прогнозирование коллекторских свойств, и в связи с этим нефтегазоносности, следует проводить с учетом катагенеза и тектонической структуры всего региона. При оценке коллекторских свойств пород используются данные стадийного анализа с выделением и картированием зон региональных постдиагенетических изменений. При этом познание катагенеза осадочных толщ необходимо как для прогнозирования промышленных скоплений полезных ископаемых, так и для оценки прочностных свойств пород.

В литологии ведущим является направление генетических исследований. Для изучения постседиментационных преобразований осадочных пород также необходима генетическая основа. Особенно сложными объектами, нуждающимися в специфических подходах исследований, являются бассейны породообразования в тектонически активных областях. Изучая их, приходится сталкиваться с проблемой влияния экзогенных (фациально-ландшафтных) условий седиментогенеза и воздействия многих эндогенных факторов на литогенез (диагенез и последующие преобразования пород).

Исследованный нами регион – Восточный бассейн Окраинного моря Большого Кавказа в пределах Грузии – относится к породообразующим бассейнам активной тектонической области. Поэтому, при изложении результатов изучения вторичных изменений верхнеюрско-меловых флишевых отложений отмеченного региона, основное внимание уделялось реконструкциям процессов катагенеза.

Мы попытались разяснить их механизм на основе новейших теоретических данных по геохимии и гидрохимии литогенеза, выполняя их на генетической основе, полученной путем детального литофациального и формационного анализа объекта.

Исходя из вышесказанного, исследование литологии и особенно постседиментационных процессов преобразования верхнеюрско-меловых флишевых отложений имеет как теоретическое, так и практическое значение.

Как отмечалось выше, объектом наших исследований являлись верхнеюрско-меловые флишевые отложения, составляющие меловую флишевую формацию восточной части Окраинного моря Большого Кавказа. Они представлены обломочными и биохемогенными карбонатными, а также бескарбонатно-алюмосиликатными породами. В верхних горизонтах изученного комплекса (в верхнем мелу) наблюдаются и вулканогенно-осадочные образования. Составные породы исследованных отложений претерпели значительные постседиментационные преобразования. Различные типы пород изменялись неодинаково – песчаники и пелитолиты изменены интенсивнее, чем известняки; в песчаниках изменены как породообразующие минералы, так и цемент. Основные породообразующие минералы

преобразовывались следующим образом: плагиоклазы альбитизировались в предшествующий катагенетический период; в катагенетическом периоде альбиты и альбитизированные плагиоклазы растворялись под давлением, переотлагались, регенерировались и разрастались. Кварц, растворяясь, регенерирует и обрастает обломочные зерна. Слюда – обломочный биотит, гидратизируясь, переходит в чередование пакетов хлорита и мусковита, а затем – в мусковитоподобную слюду. Биотит, аморфизируясь, переходит в сгусткоподобную коричневую изотропную массу. Пелитолиты и пелит-алевритовый цемент превращаются в сложную смесь диоктаэдрической гидрослюды, триоктаэдрического хлорита и мельчайших частичек кварца, плагиоклаза и кальцита. Все эти процессы протекают изохимически – без привноса материала; изменения происходят за счет внутрислойного перераспределения материала и метасоматического замещения вещества.

Изменение параметров физических свойств (удельный, объемный веса и пористость) связано с особенностями микроструктур преобразованных пород. Пористость постседиментационно-измененных песчаников значительно занижена. Микроструктуры же тесно связаны с интенсивностью проявления в регионе тектонических движений.

В изученном флишевом комплексе представлены как катагенетические, так и ориентированные – стрессовые микроструктуры. Катагенетические микроструктуры представлены во всей флишевой толще; они образовались вследствие изменения термодинамических условий, вызванных возрастанием литостатической нагрузки и погружением дна бассейна флишенакпления, что, в свою очередь, обусловило увеличение давления и температуры. Ориентированные – стрессовые микроструктуры развиты локально и представлены в западной части региона – в наиболее интенсивно дислоцированной области; образовались они в результате воздействия одностороннего давления – стресса на катагенетически измененные породы. В отложениях флишевого комплекса сложный процесс возникновения эпигенетических микроструктур – это проявление не только внутрислойных напряжений в породах, но является также своеобразным отображением истории геологического развития региона. Поэтому детальное изучение микроструктур пород может оказать помощь в деле расшифровки истории геологического развития и восстановления картины геологического прошлого региона.

Таким образом, изученная верхнеюрско-меловая флишевая формация ВОМБК в пределах Грузии, по степени постседиментационного изменения пород, относится, в основном, к зоне глубинного катагенеза, содержит также характерные элементы зоны метагенеза, на что указывают зачатки бластовых структур, а также мраморовидные структуры и структуры дифференциального скольжения.

## **Lithology and Post-sedimentary Transformations of Upper Jurassic-Cretaceous Flysch Formation of the Eastern Basin of the Greater Caucasus Marginal Sea (within the limits of Georgia)**

Detailed lithological investigation of flysch sediments widespread in geological formations of the Earth's mobile belt and in many recent geotectonic structures of the World Ocean (epicontinental seas, deep-sea troughs, mid-oceanic ridges, island arcs, subduction zones, etc.) is an actual issue at this stage of geological science.

Various matter content (alumosilicate, carbonaceous, tuffoid), texture and structure of flysch deposits give possibility to reconstruct paleogeographic and paleotectonic environment, analyze sedimentation and the rock-formation and synthesize historical-geological evolution of flysch sedimentary basin. Besides, it is known that various mineral resources are often induced with flysch formation; they are oil and gas, polymetals, copper, gold and other rare metals, dolomites, cement-making material, mineral waters, etc.

At present, during the lithological investigation of actual material, great attention has been attracted to studying of post-sedimentary processes of sedimentary rocks, to the formation of the reservoir features of rocks at a great depth. Most important is to study katagenesis of the deposits of sedimentary formations connected with the prospecting of oil and gas and coal-bearing basins metamorphic to some extent. For the prognosis of oil and gas reservoir properties with due regard to the katagenesis and tectonic structures must be carried out comprehensive lithological analysis of the deposits spread all over the region. In particular, when evaluating reservoir features of rocks should be used results of phasic analysis. According to the latter regional postdiagenetic transformations will be distinguished and surveyed.

The region under study – "Eastern Basin" of the Greater Caucasus Marginal Sea (within the limits of Georgia) belongs to the tectonically active sedimentary zone. Therefore, when dealing with the processes of secondary changes of the Upper Jurassic-Cretaceous flysch deposits of the study area, main attention has been focused on the reconstruction of the processes of katagenesis. Proceeding from recent theoretical geomineralogic and hydrochemical data detailed lithofacies and formation analyses of the object was carried out.

As a result of detailed lithological study of Upper Jurassic-Cretaceous flysch deposits of the region the mentioned complex is divided into the suites and subsuites. The studied flysch complex is represented by alumosilicate, clastogene and biochemogenic carbonaceous deposits. In the upper horizons of the complex, volcanogenic-sedimentary formations occur as well. These deposits underwent considerable post-sedimentary transformations. Transformation processes in carbonaceous and terrigenous flysch differ from each other. Perhaps it depends on their initial content. Though in these deposits authigen minerals are the same – in limestones this association is more homogeneous and poorer than in sandstones. In sandstones both rock-forming minerals and cement are altered.

The main rock-forming minerals probably change in the following way: plagioclase is albitized at the diagenetic stage; during the katagenetic period albite and albitized plagioclase dissolved under pressure, re-deposited and then regenerated; fragments of quartz were dissolved and then regenerated (overgrowing). As a result of mica hydration – biotite flakes passed into the alternation of chlorite and muscovite packets and then into the muscovite-like mica; some flakes after amorphization pass into isotropic mass.

Pelitolites are also modified – they transformed into a compound mixture of dioctahedral hydromica, trioctahedral chlorite and finest particles of quartz, plagioclase and sometimes of calcite.

All these processes go on isochemically – without the import of material. Changes occur due to intralayer redistribution and metasomatic replacement of material. Transformation intensity and character significantly depend on the initial rock content, existing thermodynamic conditions and also on their changes during the existence of the rock; as it seems it is controlled predominantly by the tectonic regime of the region.

In the studied Upper Jurassic-Cretaceous flysch complex that underwent post-diagenetic transformations, porosity of sandstones comparative to the same-named intact rocks is reduced. It is probable that their physical properties (specific weight and porosity) associated with the properties of microstructures of altered rocks. Microstructures, in their turn, are closely related to the intensity of tectonic movements developed in the region.

Sandstone porosity analysis has shown that, when studying oil-and-gas bearing packets must be taken into account character and extent of post-sedimentary transformations of prospective suites causing changes of physical features of rocks. The mentioned complex is represented by katagenetic and stress-oriented microstructures. Katagenetic microstructures developed almost in entire flysch complex are formed due to changes in thermodynamic conditions caused mainly by lithostatic load (conditioning increase of pressure and temperature). Stress-oriented microstructures developed locally and occur in the western part of the region – in more intensively dislocated areas of sedimentary basin. They were formed as a result of unilateral pressure – stress. In the deposits of the flysch complex the process of katagenetic microstructure formation is rather intricate and it is a reflection of geological history of the region's development. Therefore, a detailed study of microstructures of rocks could be of great help in deciphering the history of geological evolution of the region and reconstruction of its geological past.

Thus, the studied Upper Jurassic-Cretaceous flysch formation of the “Eastern basin” of the Greater Caucasus marginal sea (within the limits of Georgia) according to the extent of post-sedimentary rock alteration refers mainly to the zone of deep katagenesis and at the same time contains elements characteristic of the zone of metagenesis (embryos of blast structures, marble-like structures, etc). It is noteworthy that in the studied complex distinct katagenetic zonation is not traced, that can be explained by a comparatively low thickness of the studied flysch formation, stratigraphic range and tectonic activity of the region.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОРОД</b> ..	9
<b>Кластогенные породы</b> .....	9
Псефитолиты .....	9
Псаммитолиты .....	17
Алевролиты .....	25
Пелитолиты .....	27
<b>Карбонатные породы</b> .....	33
Известняки .....	33
Мергели .....	40
<b>Терригенно-карбонатные породы</b> .....	40
Силициты .....	44
<b>Вулканогенные и вулканокластические образования</b> .....	49
<b>ТЕРРИГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЯ</b> .....	54
<b>ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ</b> .....	66
<b>Породообразующие минералы</b> .....	66
<b>Второстепенные минералы</b> .....	71
<b>Изменение пород</b> .....	73
О некоторых физических параметрах песчаников и известняков .....	75
Постдиагенетические микроструктуры .....	79
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	83
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	85
<b>ТАБЛИЦЫ И ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ</b> .....	87
კავკასიონის კიდურა ზღვის აღმოსავლეთი აუზის ზედაიურულ-ცარცული ფლიშური ფორმაციის ლითოლოგია და პოსტსედიმენტაციური გარდაქმნები (საქართველოს ფარგლებში)	162
<b>Литология и постседиментационные преобразования верхнеюрско-меловой флишевой формации Восточного бассейна окраинного моря Большого Кавказа (ВОМБК) в пределах Грузии</b>	164
<b>Lithology and Post-sedimentary Transformations of Upper Jurassic- Cretaceous Flysch Formation of the Eastern Basin of the Greater Caucasus Marginal Sea (within the limits of Georgia)</b>	166

