

МИНОБРНАУКИ РОССИИ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования

**«Ухтинский государственный технический университет»
(УГТУ)**

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
ОБЛОМОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Методические указания

Ухта, УГТУ, 2013

УДК 552.1(075.8)

ББК 26.31Я7

Д 58

Довжикова, Е. Г.

Д 58 Петрографическое исследование обломочных горных пород : метод. указания / Е. Г. Довжикова. – Ухта : УГТУ, 2013. – 28 с.

Методические указания предназначены для практической помощи студентам второго курса направления «Прикладная геология» специальности 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия» при выполнении лабораторных работ по дисциплине «Литология».

УДК 552.1(075.8)

ББК 26.31Я7

Методические указания рассмотрены и одобрены кафедрой МиГГ (пр. №06 от 04.06.2013) и предложены для издания Советом специальности.

Рецензент: Л. П. Бакулина, доцент кафедры МиГГ УГТУ, к.г.-м.н.

Редактор: Ю. В. Михайленко, ассистент кафедры МиГГ УГТУ.

Корректор и технический редактор: Т. К. Шпилёва.

В методических указаниях учтены замечания рецензента и редактора.

План 2013 г., позиция 178.

Подписано в печать 30.08.2013. Компьютерный набор.

Объём 28 с. Тираж 100 экз. Заказ №277.

© Ухтинский государственный технический университет, 2013

169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Первомайская, д. 13.

Типография УГТУ.

169300, Республика Коми, г. Ухта, ул. Октябрьская, д. 13.

Оглавление

Введение	4
1. Название обломочной породы	5
1.1. Размер обломочных зёрен	5
1.2. Состав обломочных зёрен	7
1.3. Сортированность	8
2. Обломочные минералы	9
3. Аутигенные минералы	15
4. Характеристика цемента	19
5. Структуры и текстуры	24
6. Петрографическое описание обломочных пород	25
Библиографический список	28

Введение

Микроскопическое петрографическое исследование осадочных горных пород очень актуально для многих геологических исследований. С помощью поляризационного микроскопа изучают особенности строения и минералогического состава пород, что позволяет наиболее правильно решать вопросы об их классификации и генезисе. Освоение методики исследования под микроскопом обломочных и аутигенных минералов и обломочных пород различного состава входит в программу курса «Литология» для студентов направления «Прикладная геология» специальности 130306 «Прикладная геохимия, петрология, минералогия».

Данные методические указания помогут студентам самостоятельно готовиться к занятиям, заранее знакомясь с содержанием работ и порядком их проведения. В таком случае время аудиторных занятий может быть в большей мере затрачено на овладение практическими приёмами работ, что, безусловно, будет способствовать лучшему их усвоению.

Кроме того, в работе приведены справочные материалы и таблицы для определения структур обломочных пород, примеры описания шлифов, необходимые для самостоятельной работы студентов.

При составлении настоящих методических указаний были использованы учебники и учебные пособия, список которых приводится в конце работы.

1. Название обломочной породы

Главными стадиями образования осадочных пород являются: гипергенез – возникновение исходных продуктов благодаря выветриванию; седиментогенез – перенос и осаждения вещества; диагенез – преобразование осадков, возникновение осадочных пород.

В состав осадочных пород входят в разных соотношениях главным образом два типа минералов: 1) минералы материнских пород и продукты их разрушения; 2) минералы, которые кристаллизуются в условиях седиментации и последующих изменений обломочных горных пород – диагенеза и катагенеза.

Минералы первой группы называют обломочными, или **аллотигенными**, а второй – **аутигенными**. Типично аллотигенными являются кварц, полевые шпаты, пироксены, и др.; аутигенными – карбонатные минералы, халцедон, гипс, глауконит и др. Таким образом, при изучении минералогического состава пород следует различать две генетические группы составляющих их компонентов – аллотигенные (обломки минералов и пород) и аутигенные (цементирующее вещество).

Петрографический метод применяется главным образом для изучения сцементированных мелкообломочных пород – песчаников, алевролитов, реже гравелитов и глинистых пород. Следует учитывать, что глинистые породы могут быть обломочного и осадочного происхождения.

В названии обломочной породы учитываются следующие моменты: размер и состав обломочных зёрен, а также сортированность.

1.1. Размер обломочных зёрен

Размер обломков является главной структурной характеристикой обломочных пород. Исследование распределения обломков по размерным фракциям считается одним из важных направлений при изучении песчаников и других обломочных пород. По размерам обломочных зёрен литологи могут судить о том, в каких динамических условиях происходило накопление песков: при каких скоростях породообразующего потока (течения и ветра); в каких фациальных условиях (речные отложения или морские); как быстро формировался осадок [4]. Изучение размеров обломочной части называется в литологии гранулометрией, а характеристика породы по размеру обломков – гранулометрическим составом песков и песчаников.

К обломочным сцементированным породам, изучаемым в шлифах, относятся гравелиты, песчаники, алевролиты. В их состав входят обломочный мате-

риал и цементирующая масса. Количественное соотношение их разное. Классификация сцементированных средне-мелкообломочных пород основана на измерении диаметра обломочных зёрен (табл. 1) и на их составе.

Таблица 1 – Гранулометрическая классификация сцементированных средне-мелкообломочных пород

Диаметр зёрен, мм	Название породы
2,5 – 1	Гравелит или псефит
1 – 0,5	Песчаник крупнозернистый или псаммит
0,5 – 0,25	Песчаник среднезернистый или псаммит
0,25 – 0,1	Песчаник мелкозернистый или псаммит
0,1 – 0,05	Алевролит крупнозернистый
0,05 – 0,01	Алевролит мелкозернистый
Менее 0,01	Аргиллит

Для определения размеров зёрен используется микрометрическая линейка, имеющаяся в окуляре. Для того чтобы вычислить цену одного деления микрометрической линейки, нужно воспользоваться объект-микрометром, прилегающим к микроскопу. Он представляет собой специальную линейку длиной 1 мм. Поместив объект-микрометр на столик микроскопа, определяют, сколько делений окуляр-микрометра совпадает с этой линейкой (или её частью) при данном объективе. Измеряется длина и ширина самых мелких и самых крупных зёрен, а также размеры преобладающих зёрен. Если песчаник крупно- или среднезернистый, удобнее сравнивать размер обломков с радиусом поля зрения микроскопа, который также можно вычислить с помощью объект-микрометра.

1.2. Состав обломочных зёрен

Если в составе обломочного материала кварца содержится более 90%, порода называется **кварцевой**, например кварцевый алевролит. Если кварца 60-90% – порода называется **олигомиктовой**, если менее 60% – **полимиктовой**. Среди полимиктовых пород выделяются:

- 1) *аркозовые* – содержат обломков полевых шпатов более 30%;
- 2) *граувакковые* – содержат обломки магматических пород основного состава и их минералы в количестве более 20%;
- 3) *пирокластиты* – содержат свежий или переотложенный вулканический пепел, обломки эффузивных и туфогенных пород, более 20%;
- 4) *кремнекластиты* – содержат кремнистые обломки, более 20%.

Если порода содержит обломки различных пород и минералов, она называется собственно полимиктовой.

Количественные соотношения минералов в породе делают при описании каждого шлифа. Они необходимы для правильного определения названия породы и выяснения закономерностей изменения состава. Визуальное определение состава породы при некотором навыке даёт довольно точные и очень быстрые результаты, которые необходимы в повседневной петрографической практике. Подсчёты под микроскопом производят попутно с петрографическим описанием породы. Сущность подсчёта заключается в оценке той части поля зрения, которую занимает данный минерал (рис. 1). Крест нитей окуляра делит поле зрения на четыре равные части. Каждая четверть поля зрения составляет 25% площади шлифа. Например, если минерал занимает примерно половину этой четверти, то содержание его будет 12,5%. Полученные в одном поле зрения количественные соотношения записывают и, передвигая шлиф рукой, подсчитывают соотношения минералов в остальных полях зрения по всей площади шлифа. Из общих данных вычисляют среднее арифметическое.

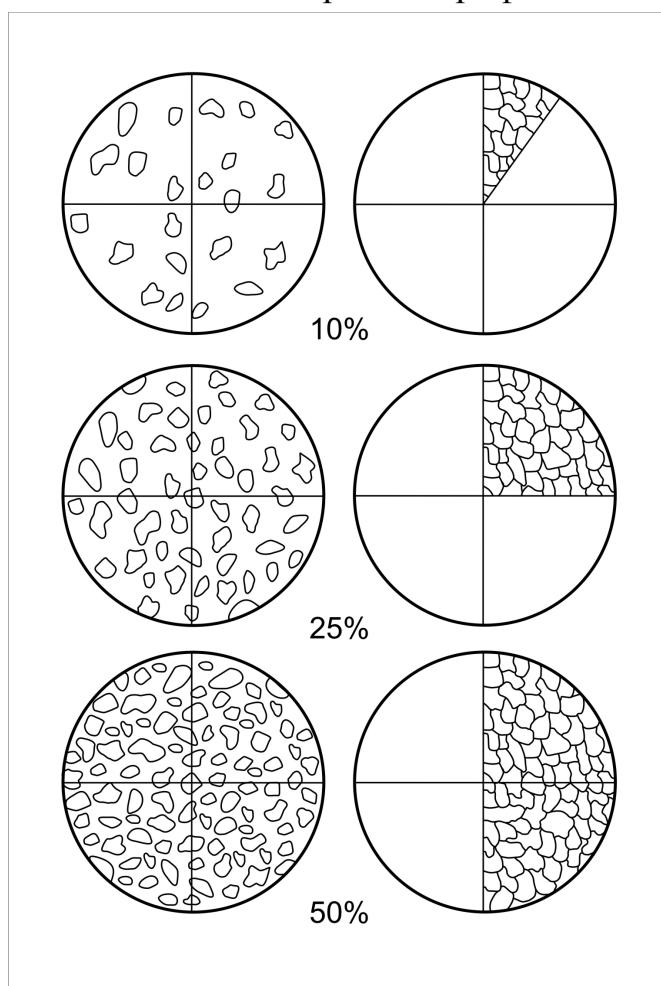


Рисунок 1 – Эталон для определения количества минерала в породе [1]

1.3. Сортированность

Сортировка очень важна для обломочной породы. Она является структурным признаком пород, позволяющим судить о том, в каких условиях и как долго накапливался осадок. Обломки могут быть сосредоточены в каком-либо одном размерном классе либо распределяться приблизительно равномерно по нескольким классам. В соответствии с этим порода может быть названа хорошо сортированной, средне- или плохо сортированной. В хорошо сортированных песках и песчаниках более 90% частиц сосредоточено в одном классе, название которого вводится в название породы. Если более 90% частиц сосредоточено не в одном, а в двух классах, порода определяется как среднесортированная и называется в соответствии с названиями этих классов. При этом на второе место ставится название того класса, содержание зёрен в котором больше. Если 90% частиц распределено более чем в двух классах, порода относится к плохо сортированной. Таким образом, если размер обломков соответствует двум группам по размеру обломочных зёрен, например 0,5-0,1 мм и фракция 0,5-0,25 мм преобладает, порода получает название песчаник среднесортированный мелко-среднезернистый. Если трём группам и более – порода будет называться несортированной, например несортированный гравелитистый песчаник или несортированный песчанистый алевролит.

2. Обломочные минералы

Аллотигенными, или обломочными, порообразующими минералами песчаников являются минералы, устойчивые при процессах выветривания. Это кварц, полевые шпаты, мусковит. Второстепенные минералы – магнетит, ильменит, циркон, турмалин; реже встречаются дистен, ставролит, рутил, гранат, силлиманит, апатит, эпидот. В обломочной части могут присутствовать обломки горных пород, органические остатки и вулканогенный материал.

Для обломочных минералов указываются:

- форма и степень окатанности;
- наличие включений, минеральных, пылевидных, жидкостных или газовых;
- степень свежести или выветрелости;
- для полевых шпатов – характер двойников, номер плагиоклаза, вторичные изменения (пелитизация калиевых полевых шпатов, серицитизация кислых и средних плагиоклазов, сосюритизация средних и основных плагиоклазов).

Для обломков пород нужно указать состав, структуру, степень изменённости.

Форма обломочных зёрен выражается в степени окатанности. Окатанность обломков – структурный признак, говорящий нам о длительности нахождения осадка на стадии переноса и осаждения. Чем выше окатанность зёрен, тем больше циклов переотложения испытал обломок или тем дольше он мигрировал от источников сноса. Окатанность зёрен определяют визуально. Выделяют неокатанные зёрна с острыми краями, обломки со сглаженными контурами, хорошо окатанные или идеально окатанные.

Ниже приведена характеристика самых распространённых аллотигенных минералов в обломочных породах.

Кварц – самый устойчивый к выветриванию минерал. Обычно встречается в виде изометричных обломков неправильной формы, различной окатанности – от остроугольных до идеально округлых. В шлифе бесцветный и прозрачный, спайность отсутствует. Группа Лодочникова IV, двупреломление низкое. Рельеф положительный, шагренева поверхность отсутствует. В скрещенных николях при нормальной толщине шлифа светло-серый до белого. Характерной особенностью является полное отсутствие вторичных изменений. Одноосный положительный, но в некоторых случаях обнаруживает аномальную двуосность. Зёрна часто содержат включения минералов минералообразующей среды. Состав и количество включений различно в кварце различных выветриваемых пород. Наиболее часто встречаются очень мелкие вкрапления рудных минералов, иногда располагающихся дорожками, пузырьки газа, игольчатые кристаллы рутила. Очень распро-

странёнными структурными дефектами обломочного кварца являются поликристалличность, волнистое или облачное погасание и блочность – реакция кристаллической решётки минерала на стресс-давление. Иногда на кварцевых зёрнах формируется железистая рубашка – зёрна с краёв запачканы гидроокислами железа. При глубинном эпигенезе формируются структуры растворения кварца под давлением или происходит его регенерация и образование регенерационной структуры.

Полевые шпаты не очень устойчивы в коре выветривания, но в силу их большой распространённости встречаются среди обломков довольно часто. В областях разрушения гранитных пород нередко образуются аркозы – обломочные породы, содержащие большое количество обломков полевых шпатов. Наиболее часто встречающимися минералами из группы полевых шпатов являются щелочные – натровый альбит и калиевые – ортоклаз и микроклин.

Плагиоклазы представляют собой непрерывный изоморфный ряд двух компонентов – альбита $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Эта группа включает шесть минералов: кислые – альбит (0-10% анортитовой молекулы) и олигоклаз (10-30%); средние – андезин (30-50%); основные – лабрадор (50-70%), битовнит (70-90%) и анортит (90-100%). Кислые плагиоклазы имеют вторую группу Лодчинова, средние – третью, а основные – четвёртую. Альбит встречается в обломочных зёрнах чаще других плагиоклазов. Обычно образует неправильно-призматические кристаллы со ступенчатыми ограничениями. Бесцветен, прозрачен, совершенная спайность, двупреломление низкое. Погасание альбита косое, но олигоклаз может иметь прямое погасание. Все плагиоклазы легко узнаются по полисинтетическим двойникам, причём у альбита двойниковые полоски узкие, у средних и основных плагиоклазов – широкие. Несдвойникованные зёрна крайне редки. Средние плагиоклазы обычно имеют зональное строение. Основные плагиоклазы легко разлагаются в коре выветривания. Особенно хорошо это видно в зональных кристаллах, где такие плагиоклазы в ядрах сильно изменены и становятся совершенно непрозрачными, а наружные зоны остаются чистыми и свежими. Продуктами изменения плагиоклазов являются глинистые минералы (пелитизация), серицит (серицитизация), альбит (альбитизация) и эпидот-цоизитовые минералы (сосюритизация). Сосюритизированные плагиоклазы становятся серыми в проходящем свете из-за высоких показателей преломления минералов группы эпидота. Такие плагиоклазы легко отличаются от калиевых полевых шпатов даже при отсутствии двойников – калишпаты никогда не сосюритизируются, для них более характерна пелитизация. Серицитизация часто наблюдается по средним плагиоклазам, реже по основным.

Ортоклаз бесцветен и прозрачен, но в обломочных зёрнах чаще всего замутнён и имеет буроватый оттенок из-за замещения криптокристаллическим каолинитом. Этот процесс связан с выветриванием и называется пелитизацией. Группа Лодочникова II, двупреломление низкое. Нередко встречаются простые двойники. Нередко ортоклаз прорастает многочисленными прожилковидными или пятнистыми включениями альбита – это пертиты распада или пертиты замещения. Эти включения в отдельном зерне гаснут и просветляются одновременно, то есть находятся в определённой ориентировке к ортоклазу.

Микроклин отличается от ортоклаза частым наличием решётчатого строения в скрещенных николях, так выглядят двойники по альбитовому и периклиновому закону одновременно. Микроклин также нередко пелитизируется, но в несколько меньшей степени.

Мусковит нередко встречается в районах распространения гранитов и кристаллических сланцев, из группы слюд это самый устойчивый минерал. Наблюдается в виде листочков с неровными или неправильными очертаниями, иногда расщеплённых или изогнутых в соответствии с контурами более твёрдых обломочных минералов. Мусковит бесцветен и прозрачен. Группа Лодочникова IV, двупреломление высокое. Очень характерна весьма совершенная спайность, прямое «ситовидное» погасание, удлинение положительное. Двуосный, оптически отрицательный. Иногда образует простые двойники. Мусковит при выветривании замещается глинистыми минералами, гидрослюдой и каолинитом.

Циркон – очень стойкий минерал и продукты его разрушения неизвестны. Очень характерный обломочный акцессорный минерал для всех типов обломочных пород. Обычно встречается в виде удлинённых короткостолбчатых, слабо окатанных или округлых зёрен. Бесцветен, очень редко буроватый или розоватый, со слабым плеохроизмом. Спайность несовершенная. Группа Лодочникова VII, двупреломление высокое, цвета интерференции яркие, чистые. Одноосный, оптически положительный. Иногда содержит включения рутила или пузырьки газа.

Турмалин – один из самых устойчивых аллотигенных минералов. Нередко встречается в обломочных породах различного состава в виде мелких уплощённых или округлых зёрен. Железистый турмалин, шерл, обычно густо окрашен и имеет ясный плеохроизм от жёлтого или буроватого до тёмно-зелёного, синего или чёрного. Схема абсорбции обратна биотиту, то есть удлинённые разрезы, будучи перпендикулярными плоскости световых колебаний, кажутся более тёмными. Магнезиальный турмалин, дравит, бесцветный или желтоватый, а эльбаит, турмалин с примесью лития плеохроирует от бесцветного до ро-

зового или светло-синего. Спайность отсутствует. Группа Лодочникова VI, двупреломление высокое, но в густо окрашенных турмалинах цвета интерференции почти не видны, минерал кажется одинаково окрашенным и при одном и при двух николях. Одноосный, оптически отрицательный. Иногда содержит включения рудной пыли и пузырьки газа.

Рутил встречается в виде удлинённо-окатанных или неправильных обломков. Группа Лодочникова VII. Цвет жёлтый или буроватый со слабым плеохроизмом. В скрещенных николях окрашен в те же цвета, поскольку благодаря исключительно высокому двупреломлению имеет белую окраску высшего порядка. Рутил нередко встречается в виде мельчайших игольчатых вросках в кварце и даёт яркие цвета интерференции из-за небольшой толщины кристаллов. Одноосный, оптически положительный. Погасание прямое, спайность совершенная. Нередко наблюдаются двойники – полисинтетические или коленчатые.

Дистен – довольно стойкий метаморфический минерал. В шлифах бесцветный или голубоватый с ясным плеохроизмом. Встречается в виде уплощённых или угловато-окатанных зёрен. Группа Лодочникова VI, двупреломление среднее – 0,012-0,016. Двуосный, оптически отрицательный. Погасание прямое или несколько косое, спайность совершенная. Характерны беспорядочно расположенные включения рутила, турмалина, непрозрачных рудных минералов, пузырьков жидкости или газа.

Эпидот относится к умеренно-устойчивым минералам, но нередко встречается в областях разрушения зеленосланцевых пород в виде неправильных зёрен или их мелких агрегатов. Бесцветен или окрашен в зелёно-жёлтый цвет, плеохроизм слабый. Группа Лодочникова VI, двупреломление высокое, цвета интерференции яркие, различные в пределах одного и того же зерна. Двуосный, оптически отрицательный. В коре выветривания замещается глинистыми минералами.

Сфен, или титанит, также минерал средней устойчивости. Обычно представлен окатанными или полуокатанными обломками неправильной формы. Бесцветен, желтоватый или буроватый со слабым плеохроизмом. Группа Лодочникова VII. Двупреломление исключительно высокое, наблюдаются перламутровые цвета интерференции. Двуосный, оптически положительный. Замещается обычно лейкоксеном, так называется землистая разновидность сфена.

Рудные минералы непрозрачны и изотропны. Для них отмечается только форма и размер обломочных зёрен.

Кроме обломков минералов, в обломочных породах часто встречаются обломки *различных пород*, обычно микрокристаллических, так как крупнозернистые породы в результате дезинтеграции распадаются на минералы. Наибо-

лее часто в виде обломков встречаются микрокварциты, глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, карбонатные породы, зелёные сланцы и обломки вулканических пород различного состава.

Микрокварциты при одном николе неотличимы от кварца, чистые и прозрачные. В скрещенных николях обнаруживают метаморфическую мозаичную структуру. Нередко содержат небольшое количество слюдистых или глинистых минералов.

Глинистые сланцы и аргиллиты обычно имеют микрочешуйчатое строение, желтоватый или буроватый цвет, обусловленный гидроокислами железа, замутнены. Могут быть почти изотропны. Часто глинистые обломки сдавлены или раздроблены более твёрдыми зёрнами. Сланцы имеют сланцеватую текстуру, обусловленную субпараллельным расположением глинистых минералов.

Алевролиты хорошо узнаются по алевритовой структуре, хорошо заметной в скрещенных николях. Они описываются по той же схеме, что и вмещающая их обломочная порода.

Карбонатные породы нередко трудно отделить от карбонатного вещества цемента. Чаще всего карбонатные обломки окружены тонкой плёнкой микрозернистого, и потому более тёмного карбонатного вещества, которое получается при растворении карбонатов на поверхности зерна. Эта кайма может подчёркиваться нерастворимыми продуктами – железистым или глинистым веществом.

Зелёные сланцы сложены хлоритом, эпидотом, кварцем, полевыми шпатами, имеют мелкокристаллическое строение и сланцеватую текстуру.

Обломки эффузивных пород наиболее сложны для диагностики, особенно если содержат много стекла и сильно изменены. Хорошо определяются обломки, содержащие порфиновые вкрапленники. Базальты чаще всего сильно изменены и не содержат первичномагматических минералов. Но реликтовая микролитовая структура, обусловленная игольчатыми лейстами плагиоклаза, видна почти всегда. Микролиты плагиоклаза погружены в полупрозрачную массу изменённого (хлоритизированного, карбонатизированного и эпидотизированного) вулканического стекла. Вулканыты кислого состава обычно представлены риолитами и фельзитами. Структура их обычно фельзитовая, несколько похожая на мозаичную, но, кроме кварца, эти породы всегда содержат в своём составе полевые шпаты, чешуйки слюды и хлорита.

Пирокластические, или пепловые, обломки также достаточно трудны для диагностики. Свежие пепловые частицы, представляющие собой затвердевшие кусочки лавы, выброшенные в горячем состоянии при извержении вулкана и отложенные на поверхности земли, обычно имеют форму «рогулек» – неправильных

остроугольных обломков, часто с остатками стенок пузырьков. Стекло может быть бесцветным, жёлтым, красным, коричневым или чёрным в зависимости от степени окисления содержащегося в нём железа и от состава других примесей [9]. Свежее стекло изотропно, но по его преломлению можно определить состав. Как правило, кислые стёкла имеют II группу Лодочникова, средние – III или IV, основные – IV или V. Изменённые пепловые частицы сложены вторичными минералами, и их очень трудно отличить от цемента или обломков вулканических пород. В таких случаях следует обращать внимание на сортировку и окатанность: если порода хорошосортированная, а обломки окатаны, то они, вероятнее всего, являются обломочными или переотложенными пепловыми частицами.

Обломки различного состава обладают разной устойчивостью к факторам механического переноса. Глинистые породы и эффузивы основного состава могут быть встречены только вблизи областей размыва, а кварцитовые и кремнистые могут переноситься на большие расстояния.

3. Аутигенные минералы

Аутигенные минералы – это минералы, образованные на всех стадиях формирования осадочной породы – от седиментации до катагенеза включительно. Обычно аутигенные минералы мелкокристаллические и формируют цемент обломочной породы, но иногда дают крупные кристаллы, соизмеримые с обломочными зёрнами. Признаки аутигенных минералов:

- 1) идиоморфизм, нет следов механической обработки зерна;
- 2) подчинение контурам, расположенных рядом обломков;
- 3) скрытокристаллическое и аморфное строение, обычно характерное для седиментационных минералов;
- 4) выполнение пор, каверн, трещин;
- 5) присутствие в виде регенерационных кайм (обрастание обломков);
- 6) замещение обломочных зёрен веществом, имеющим отчётливую связь с цементом;
- 7) замещение органических остатков.

Наиболее часто в составе цемента встречаются следующие аутигенные минералы: глинистые, карбонаты, кварц, щелочные полевые шпаты, гипс, ангидрит и некоторые другие.

Глинистые минералы – наиболее распространённые образования осадков и осадочных пород. Они часто слагают цемент обломочных пород. Эти минералы довольно сложны для определения из-за своих микроскопических размеров. Глинистый цемент обычно седиментационный и формируется на стадии накопления обломочного материала в осадке. Строго говоря, в таких случаях глинистые минералы имеют обломочное происхождение. Кроме того, они образуются на различных стадиях диагенеза и катагенеза.

Каолинит в шлифах бесцветный, реже слабо желтоватый. Образует пластинчатые кристаллы, иногда образующие червеобразные, веерообразные и розетковидные формы. Группа Лодочникова IV. Двупреломление слабое, в скрещенных николях серый. В тонкозернистых глинах каолинит раскристаллизован плохо, поэтому двупреломляет слабо и кажется почти изотропным.

Монтмориллонит часто образуется при выветривании основных или пепловых пород, в таких случаях он имеет обломочное происхождение. Кроме того, этот минерал формируется при начальном катагенезе платформенных глин. Бесцветен, наблюдается в виде мельчайших пластинчатых, чешуйчатых, волокнистых или скрытокристаллических агрегатов. Группа Лодочникова II,

двупреломление среднее или высокое. Но при изоморфном замещении в серии монтмориллонит-бейделлит-нонтронит и преломление и двупреломление может увеличиваться.

Гидрослюда в шлифах очень похожа на мелкопластинчатый мусковит. Группа Лодочникова IV, двупреломление высокое. Обычно бесцветна, но в присутствии тонкорассеянных окислов и гидроокислов железа приобретает буроватый или зеленоватый цвет и слабо плеохроирует.

Глауконит наблюдается в виде округлых зёрен, с ровными или лапчатыми очертаниями, чаще микрокристаллических агрегатов и стяжений крупных размеров. Группа Лодочникова V. Окрашен в различные оттенки зелёного цвета, голубоватый, желтоватый, травяно-зелёный, тёмно-зелёный, бледно-зелёный с ясным плеохроизмом. Агрегаты в скрещенных николях обнаруживают тонкое зернистое или чешуйчатое строение. Из-за строения и интенсивной окраски высокое двупреломление никогда не проявляется. Глауконит обычно образуется путём стяжения вещества из окружающего илового осадка с захватом тонких механических примесей. Нередко развивается по раковинкам и другим органическим остаткам. Аутигенный глауконит характерен для морских осадков. В редких случаях встречается обломочный глауконит, хотя этот минерал очень мягкий (твёрдость 2), для него характерно послойное распределение в породе и частичная хлоритизация.

Хлориты образуют группу минералов преимущественно зелёного цвета. Группа Лодочникова IV, двупреломление низкое, реже среднее. Минералы пластинчатого облика, весьма совершенная спайность, прямое или почти прямое погасание. Плеохроизм сильный, прямая схема абсорбции, от тёмно-зелёного до желтоватого. Редко встречаются почти бесцветные хлориты. Низкодвупреломляющие хлориты дают резкую аномальную интерференционную окраску с тусклыми чёрно-фиолетовыми или бурыми цветами интерференции. Иногда различаются тонкие полисинтетические двойники.

Карбонатные минералы очень широко распространены в обломочных породах и часто формируют цемент, седиментационный хемогенный или эпигенетический. Наиболее часто встречается кальцит (тригональный карбонат кальция), реже доломит (карбонат кальция и магния), ещё реже магнезит (карбонат магния), сидерит (карбонат железа), арагонит (ромбический карбонат кальция) и родохрозит (карбонат марганца). Все карбонаты обладают рядом общих свойств, благодаря которым их диагностика не вызывает особых трудностей. Для карбонатов очень характерна псевдоабсорбция. Это свойство обусловлено тем, что меньший показатель преломления у карбонатов соответству-

ет II или III группе Лодочникова, а больший – VI или VII группе. При повороте столика микроскопа при одном никеле можно наблюдать увеличение или уменьшение показателя преломления и, соответственно, шагрени и рельефа карбонатных зёрен. Может показаться, что окраска минерала изменяется от бесцветной до серой (из-за шагрени), то есть минерал имеет плеохроизм (абсорбцию). Двупреломление карбонатов исключительно высокое, цвета интерференции очень характерные, перламутровые. В скрещенных николях карбонаты можно перепутать только со сфеном, но у него нет псевдоабсорбции. Для всех карбонатов, кроме арагонита, характерна весьма совершенная спайность по ромбоэдру (угол спайности около 75°). Одноосные, также кроме арагонита, оптически отрицательные, погасание косое. Большинство бесцветны и прозрачны, кроме сидерита.

Кальцит – самый распространённый минерал из карбонатов. Низкотемпературный осадочный кальцит не даёт, как правило, кристаллов и встречается в виде мелких неправильных зёрен. При эпигенетических изменениях зёрна кальцита перекристаллизовываются, укрупняются, но обычно имеют неправильно-изометричные формы. Для крупных кристаллов кальцита, в отличие от остальных карбонатов, очень характерны полисинтетические двойники.

Доломит чаще всего диагенетический или катагенетический, встречается обычно в виде ромбоэдрических кристаллов. Такие кристаллы дают в разрезе правильные ромбы. Полисинтетические двойники для доломита не характерны.

Сидерит может быть бесцветным, но чаще желтоватый или буроватый, замутнённый. На границах зёрен обычно бурый. Окрашенные разновидности слабо плеохроируют. Образует зернистые агрегаты, оолитовые или землистые. Реже образует кристаллы таблитчатого или ромбоэдрического облика со сглаженными углами. Полисинтетические двойники очень редки. Этот минерал может образовываться в стадию диагенеза или седиментогенеза. Сидеритовый седиментационный цемент характерен для древних докембрийских пород.

Аутигенный кварц очень характерен для катагенетически изменённых кварцевых обломочных пород. Наиболее часто встречается регенерационный кварц, он образует каймы регенерации на кварцевых обломочных зёрнах шириной в доли миллиметра, отделяясь от него тончайшими пылинками на поверхности зерна. Новообразованный кварц имеет одинаковую ориентировку с обломочным. Кроме того, кварц может выполнять поры между обломками или замещать обломки. На стадии метагенеза широко развит жильный прожилковидный кварц.

Халцедон является микрокристаллической разновидностью кварца. Бесцветный, реже желтоватый или буроватый. Всегда обнаруживает тонковолокнистое строение, иногда формирует радиально-лучистые агрегаты. Группа Лодочникова VI или III, двупреломление низкое. Вместе с кварцем и реже опалом, формирует раннекатагенетический кремнистый цемент. В позднем катагенезе переходит в кристаллический кварц. Халцедон может также встречаться в виде обломков.

Полевые шпаты (ортоклаз, микроклин и альбит) появляются в обломочных породах на стадии катагенеза и метагенеза. Как и кварц, они образуют нарастания на обломочных зёрнах, но ориентировка оптических осей зёрен и каймы не всегда совпадает. Аутигенный микроклин не имеет решётчатых двойников, а альбит почти всегда полисинтетически сдвойникован. Кроме того, альбит может замещать обломочные зёрна плагиоклаза по трещинкам, пятнами или целиком.

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ бесцветен, прозрачен. Пелитоморфное и мелкозернистое строение характерно для седиментационного гипса, а крупнозернистое и порфиробластовое – для диагенетического. Спайность совершенная. Группа Лодочникова II, двупреломление низкое. Двуосный, оптически положительный. Гипс может частично или полностью формировать цемент обломочной породы.

Ангидрит CaSO_4 появляется в осадочной породе на стадии катагенеза и связан обычно с дегидратацией гипса. Обычно встречается в тонкозернистых, таблитчатых и волокнистых агрегатах, бесцветный, прозрачный, спайность весьма совершенная, почти как у слюды. Группа Лодочникова IV, двупреломление высокое. Погасание прямое.

Остаточные битумоиды иногда входят в состав цемента в рассеянном состоянии или в виде мелких зёрен и обособлений, окрашивая минералы. В проходящем свете могут быть жёлтые, рыжие, красные, бурые или чёрные. Группа Лодочникова V или VI, изотропны, редко в скрещенных николях просвечивают красным или бурым.

Лимонит аморфный или скрытокристаллический, наблюдается в разнообразных агрегатах. Цвет жёлтый, оранжевый или бурый, почти непрозрачный. Изотропен, но при переходе в кристаллический гётит появляется двупреломление. Лимонит развивается по железосодержащим минералам при выветривании, нередко прокрашивает цемент породы или обломочные зёрна.

4. Характеристика цемента

Цементирующая масса (цемент), сложенная аутигенными минералами, различается:

- по составу;
- по степени равномерности распределения;
- по количественному соотношению с обломочными зёрнами;
- по степени кристалличности;
- по способу образования цемента;
- по времени образования цемента.

1. Состав цемента может быть мономинеральным или полиминеральным и обусловлен аутигенными минералами.

2. По степени равномерности распределения различают цемент равномерно распределённый или неравномерный (сгустковый).

3. По количественному соотношению с обломочными зёрнами или по структурному типу обычно выделяют: базальный, поровый, контактовый, плёночный или конформный (рис. 2).

Базальный цемент – зёрна не соприкасаются друг с другом. Цементация довольно прочная, встречается часто. Является следствием высокого содержания цемента (40-50%). Базальные цементы могут быть любого состава (глинистые, карбонатные, кремнистые и др.) и, как правило, являются сингенетическими. При увеличении цемента до количеств, превышающих 50%, порода получает название в соответствии с составом цементирующего вещества, само понятие о цементе теряет смысл, так как цемент становится главным породообразующим компонентом, а песчаная составляющая рассматривается как примесь.

Поровый цемент – зёрна соприкасаются друг с другом, а цемент заполняет только промежутки между ними. Количество порового цемента обычно 25-40%. Чаще всего это цемент карбонатный катагенетический, но могут быть цементы изменённые: седиментационные и диагенетические глинистого, кварцевого, железистого или фосфатного состава.

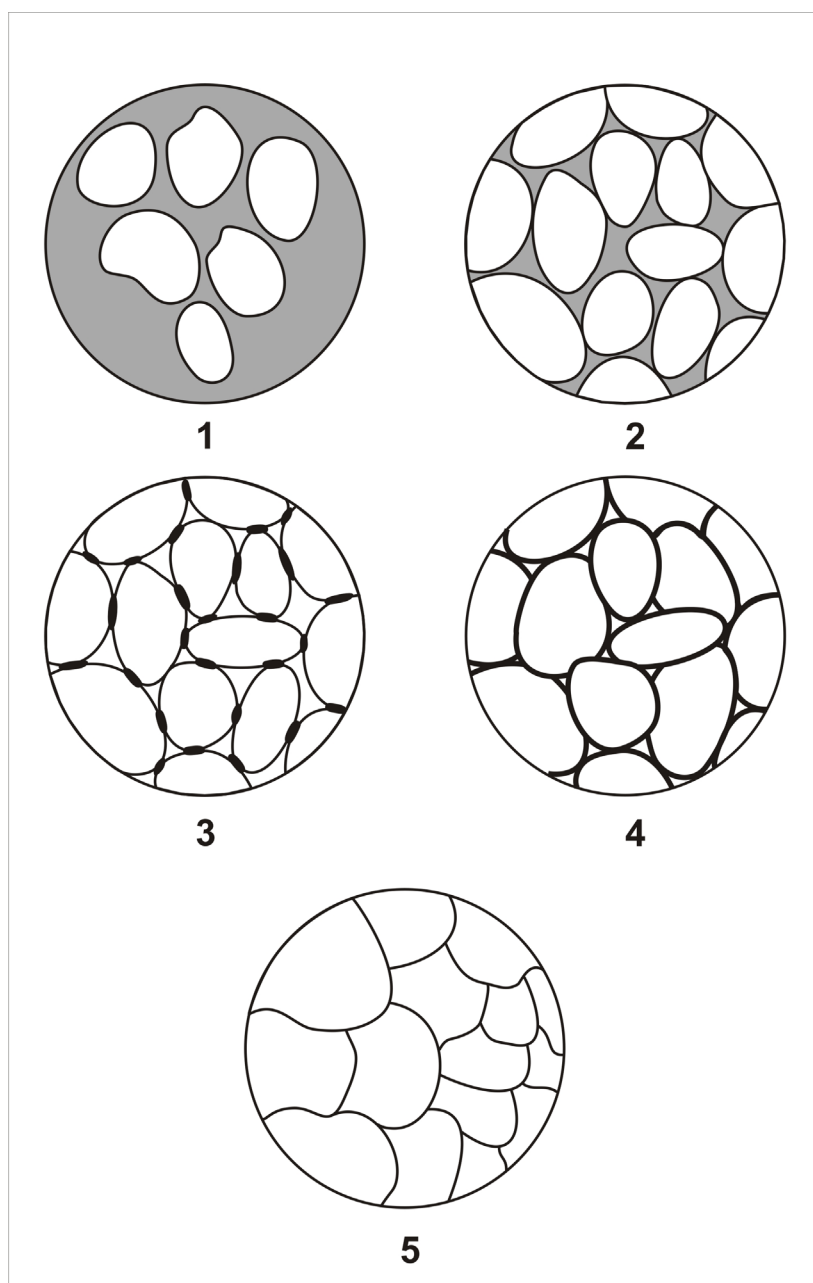


Рисунок 2 – Классификация цементов по его количеству: 1 – базальный цемент, 2 – поровый, 3 – контактовый, 4 – плёночный, 5 – конформный [9]

Контактный цемент (или цемент соприкосновения) – цементирующее вещество развивается на контактах зёрен, в местах их соприкосновения, а большая часть пор остаётся незаполненной. Цементация не прочная, характерна для обломочных пород, активно промываемых иловыми или подземными водами.

Плёночный цемент (или контурный) – обломочные зёрна обволакиваются тонкой плёнкой минералов цемента. Развит только вокруг обломочных зёрен, вдоль их контура. При этом часто зёрна соприкасаются и прилегают друг к другу, разделённые цементом. Такие цементы бывают разного состава и в зависимости от этого имеют различное происхождение: глинистые и железистые пре-

имущественно седиментационные, фосфатные и глауконитовые – седиментационно-диагенетические, карбонатные и кремнистые – диагенетические и эпигенетические. Контурный цемент составляет небольшую часть породы, обычно не более 5-8%.

Конформный цемент (или бесцементное сочленение зёрен) характеризуется полным отсутствием цемента. Обломочные зёрна имеют изометричную форму и плотно прилегают друг к другу. Такой цемент обычен для кварцито-песчаников и формируется в зоне глубокого катагенеза, где вследствие сближения обломочных зёрен под давлением, их растворения и одновременной регенерации, растворения и отжатия различных типов цементов образуются конформные структуры. В кварцевых и олигомиктовых породах конформные структуры сменяются начально-бластическими в зоне метагенеза и гранобластовыми в зоне зеленосланцевого метаморфизма.

Нередко встречаются промежуточные типы цементов: базально-поровый, порово-базальный или порово-плёночный.

4. По степени кристалличности выделяют следующие типы цементов.

Аморфный цемент изотропный в скрещенных николях является, как правило, наиболее ранним по отношению к другим типам, формируясь в стадию отложения в виде плёнок вокруг зёрен, сгустков, микролинз или при диагенезе путём выполнения пор.

Пелитоморфный (или микрокристаллический) цемент характеризуется появлением микрокристаллов размером менее 0,005 мм, часто на фоне основной аморфной массы. Может формироваться на разных стадиях образования осадка – от седиментационной до метагенеза.

Мелкокристаллический цемент характеризуется размерами кристаллов, которые меньше среднего размера обломочных зёрен.

Мозаичный цемент имеет кристаллы, соизмеримые с цементируемыми обломками зёрен.

Пойкилитовый цемент охарактеризован ниже.

5. По способу образования цемента выделяется довольно большое количество разновидностей цементов (цемент обрастания, регенерационный, пойкилитовый, цемент замещения, беспорядочно-зернистый и другие) (рис. 3).

Регенерационный цемент проявляется в наращивании обломков цементом того же состава с той же оптической ориентацией, что под микроскопом проявляется в одновременном погасании и просветлении обломочного зерна и регене-

нерационной каймы. Регенерационным минералом является обычно кварц, реже полевой шпат. Регенерация осуществляется на всех стадиях существования осадков и осадочных пород от раннего диагенеза до метагенеза.

Коррозионный цемент характеризуется проникновением и частичным замещением любых обломочных зёрен веществом цемента. Зёрна приобретают неправильные, извилистые контуры, часто происходит разъединение зёрен на фрагменты, которые узнаются только по совместному погасанию и просветлению при повороте столика микроскопа. Коррозионный цемент по составу чаще всего карбонатный.

Крустификационный цемент (или цемент обрастания) характеризуется развитием кристалликов цемента, ориентированных перпендикулярно к поверхности обломочных частиц и образующих вокруг них непрерывную оторочку. Формируется обычно в стадию диагенеза, а в породах, промываемых грунтовыми водами, также в стадию начального катагенеза.

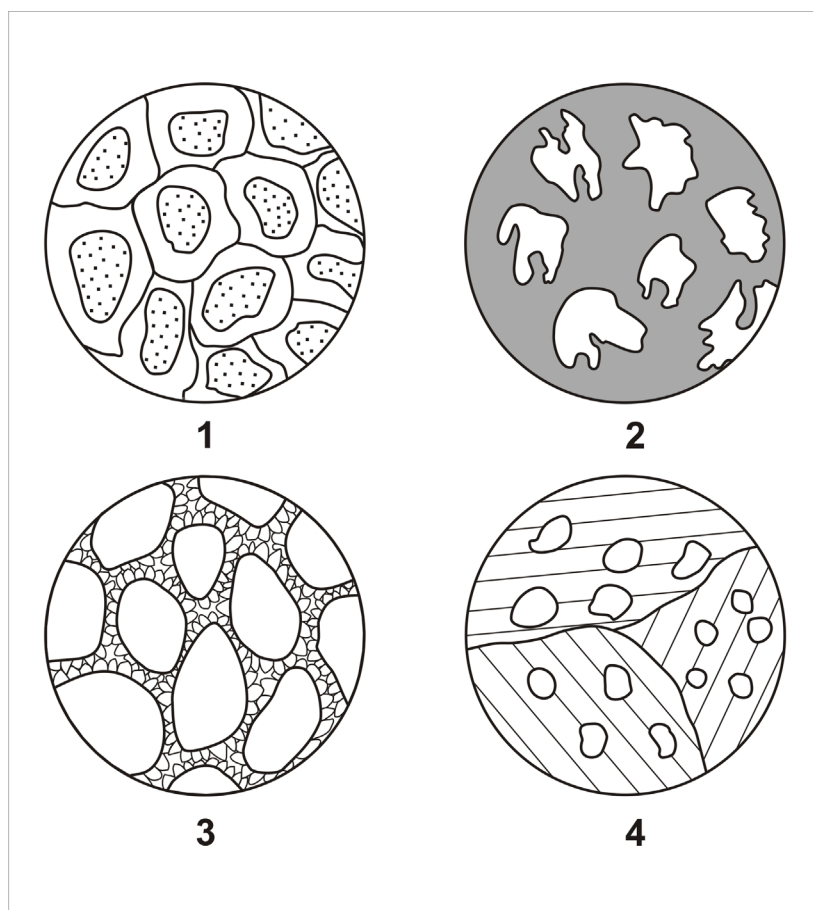


Рисунок 3 – Классификация цементов по способу образования:
1 – регенерационный цемент, 2 – коррозионный, 3 – крустификационный,
4 – пойкилитовый [9]

Пойкилитовый цемент образует крупные монокристаллы, захватывающие большое число зёрен. Этот тип цемента хорошо проявляется под микроскопом одновременным погасанием и просветлением больших участков шлифа.

Цемент замещения. Проявляется в замещении веществом цемента обломочных частиц, от которых остаются фрагменты или только контуры, «тени» первоначальных зёрен. Часто наблюдается развитие каолинитового или каолинит-гидрослюдистого цемента по полевым шпатам, монтмориллонитового – в вулканических туфах; замещение карбонатным цементом – зёрен кварца и полевых шпатов, кремнистым – карбонатных обломков и органических остатков, фосфатным и глауконитовым – кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых обломков, слюдисто-хлоритовым – обломков эффузивных пород.

6. По стадийности минералообразования в породе цементы подразделяются на седиментационные, диагенетические, катагенетические, метагенетические и гипергенные. Определить последовательность образования минералов в породе при петрографическом изучении обломочных пород не всегда представляется возможным, но в случае полиминеральных цементов нужно обращать внимание на относительное время их образования [4].

5. Структуры и текстуры

Структуры обломочных пород также различают по величине обломков: грубообломочные, или псефитовые (размер обломков более 1 мм), песчаные, или псаммитовые (1-0,1 мм), алевритовые (0,1-0,01 мм), глинистые, или пелитовые (менее 0,01 мм). Среди пелитовых структур выделяются зернистые, кристаллические, скрытокристаллические, чешуйчатые, волокнистые, комковатые, бобовые, оолитовые, зоопелитовые, фитопелитовые.

При описании текстур в шлифах необходимо учитывать ориентировку шлифа. Обломочные породы могут иметь массивную (однородную) текстуру, слоистую, причём слоистость (маломощные прослой) может быть обусловлена обломочными минералами или минералами цемента, либо поровую, обусловленную наличием открытых пор в породе.

Обломочные породы могут иметь *массивную* (однородную) текстуру либо *слоистую*, причём слоистость (маломощные прослой) может быть обусловлена обломочными минералами или минералами цемента. Если в породе есть открытые поры, говорят о *пористой* текстуре.

Обломочные породы полимиктового состава содержат большое число обломков различных пород. Следует обращать внимание на структуры и текстуры этих обломков, нередко сильно изменённых.

6. Петрографическое описание обломочных пород

Петрографическое изучение осадочных пород под микроскопом особенно необходимо для средне- и мелкозернистых пород. При исследовании крупнообломочных разновидностей шлифы изготавливают из отдельных обломков и из цемента. Описание разных групп осадочных пород составляется с учётом их специфических особенностей. Однако общий план описания представляется для всех групп пород одинаковым.

Описание осадочных пород в процессе исследования приводится в следующем порядке:

- название породы. Название обломочных пород даётся по размеру составляющих их обломков;

- структура (измеряются максимальный и минимальный размеры зёрен – длина, поперечник, размер преобладающей фракции или господствующих зёрен, определяется степень окатанности зёрен и их взаимоотношение, характер сортировки по размеру и составу, даётся название);

- текстура (выясняется причина общей слоистости, определяется текстура отдельных слойков);

- состав. Перечисляются главные, второстепенные, акцессорные составные части, в обломочных породах сначала приводится состав обломков, потом состав цемента, даётся характеристика отдельных минералов с указанием их диагностических признаков, количественного содержания и других особенностей. Выделяется тип цемента по количественному и качественному соотношению с обломками, структуре, равномерности распределения, ориентировке его зёрен относительно обломков. Состав цемента может быть однородным и неоднородным (часто даже в пределах одного шлифа он может быть, например, глинистым и карбонатным). Цемент в обломочных породах должен составлять меньше 50%. Если же он преобладает, то породу следует называть по цементу (песчанистый известняк и т. п.);

- пористость (описываются форма и размер пор, их распределение и общаемость, приводится количество по площади);

- включения (определяется микрофауна или микрофлора).

Примеры описания обломочной породы

Шлиф №554

Песчаник полимиктовый средне-мелкозернистый. Структура псаммитовая. Размер обломков от 0,1 до 0,7 мм, преобладает (около 70%) размерность около 0,2 мм; форма неправильная, угловатая, реже сглаженная, в некоторых случаях обломочный материал сильно корродирован материалом цемента. Среди обломков встречены кварц, полевые шпаты, основные эффузивы, глинистые сланцы, хлоритизированный биотит, микрокварциты.

Кварц бесцветный, прозрачный. Группа Лодочникова IV, двупреломление низкое, имеет нормальное и волнистое угасание, спайность отсутствует, изредка наблюдается пылевидная вкрапленность рудного минерала. Одноосный положительный.

Полевые шпаты представлены альбитом и микроклином. Альбит замутнённый, сильно изменён. Изменение выражается в обильном развитии мельчайших чешуек серицита. Группа Лодочникова II, двупреломление низкое. Присутствуют полисинтетические двойники. Микроклин отличается решётчатыми двойниками и другим характером вторичных изменений. Микроклин пелитизирован, замещён кристоллическим каолинитом, вызывающим помутнение минерала и слабую буроватую окраску в проходящем свете.

Биотит имеет буровато-зелёный цвет, частично замещён хлоритом. Из-за ориентированного расположения единичных крупных (до 0,7 мм в длину) чешуй биотита порода участками приобретает сланцеватый облик. Спайность совершенная. Группа Лодочникова IV, двупреломление сильное, погасание прямое.

Основные эффузивы представлены мелкими сильно хлоритизированными обломками, в которых просматривается пилотакситовая структура основной массы породы.

Глинистые сланцы имеют буровато-жёлтый цвет и пелитоморфную структуру. Мелкие чешуйки глинистых минералов придают породе сланцеватость. Обломки сланцев уплощены.

Микрокварциты прозрачные, незамутнённые. В скрещенных николях порода имеет микро мозаичную структуру.

Цемент составляет 35-40% породы, карбонатный, крупнозернистый или пойкилитовый, базального типа, желтоватого цвета. Породообразующий минерал цемента – кальцит. Кальцит прозрачный, зернистого строения, образует крупные изометричные кристаллы, соизмеримые с обломками, иногда даже крупнее. Обладает сильной псевдоабсорбцией, двупреломление очень высокое,

перламутровые цвета интерференции. Участками, по неясным трещинкам, наблюдается прокрашивание цемента в буровато-оранжевый цвет битуминозным веществом. Открытая пористость фактически отсутствует; в редких случаях обломки глинистых сланцев частично выкрошены с образованием редких открытых пор.

Шлиф №78/3а

Песчаник кварцевый мелкозернистый, алевритистый. Структура алевросаммитовая. Обломочная часть (около 80%) представлена зёрнами песчаной (0,1-0,5 мм) и алевритовой (0,05-0,1 мм) размерности. Преобладают обломки песчаной фракции (0,1-0,3 мм). Форма зёрен угловато-окатанная, реже угловатая или окатанная.

Представлен обломочный материал преимущественно кварцем – бесцветным, прозрачным, с облачным или волнистым угасанием, иногда трещиноватым. Группа Лодочникова IV, двупреломление низкое. В незначительном количестве присутствуют очень мелкие окатанные зёрна турмалина и циркона.

Турмалин имеет грязно-зелёный цвет, ясный плеохроизм. Группа Лодочникова VI, двупреломление сильное. Спайность отсутствует.

Циркон бесцветен, прозрачен. Группа Лодочникова VII, двупреломление сильное. Цвета интерференции яркие и чистые.

Цемент (около 20%) глинистый порового типа. В проходящем свете полупрозрачный, слегка зеленоватый. Поляризует в жёлтых и красных тонах. Строение цемента различное – беспорядочное, мелкочешуйчатое и ориентированное, параллельно-волокнистое.

Библиографический список

1. Кочурова, Р. Н. Основы практической петрографии / Р. Н. Кочурова. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. – 176 с.
2. Лодочников, В. Н. Главнейшие породообразующие минералы / В. Н. Лодочников. – 5-е изд. – М. : Недра, 1979. – 244 с.
3. Наумов, В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород / В. А. Наумов. – М. : Недра, 1981. – 204 с.
4. Платонов, М. В. Петрография обломочных и карбонатных пород : учеб.-метод. пособие / М. В. Платонов, М. А. Тугарова. – СПб., 2004. – 72 с.
5. Рухин, Л. Б. Основы литологии / Л. Б. Рухин. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л. : Государственное научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1961. – 781 с.
6. Трегер, В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов / В. Е. Трегер. – М. : Госгеолтехиздат, 1958. – 182 с.
7. Фролов, В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород / Т. В. Фролов. – М. : Изд-во Московского университета, 1964. – 310 с.
8. Шванов, В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В. Н. Шванов. – Л. : Недра, 1987. – 269 с.
9. Швецов, М. С. Петрография осадочных пород / М. С. Швецов. – М. : Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.