

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Введение | 2 |
| Глава 1. Геологическое строение Малого Каратау | 4 |
| 1.1 Стратиграфия | 5 |
| 1.2 Метаморфизм и магматизм | 11 |
| 1.3 Морфология складчатых и разрывных структур | 15 |
| 1.4 История тектонического развития | 19 |
| Глава 2. Количественная оценка деформации | 21 |
| 2.1 Обзор методов стрейн-анализа | 24 |
| 2.2 Описание используемых в работе методов стрейн-анализа | 25 |
| 2.2.1 Метод Фрая | 25 |
| 2.2.2 Метод Rf/ϕ' | 29 |
| 2.3 Последовательность операций при подготовке и обработке данных | 31 |
| 2.4 Результаты количественной оценки деформации | 35 |
| Глава 3. Реконструкция палеонапряжений | 43 |
| 3.1 Описание используемых кинематических индикаторов и методов реконструкции палеонапряжений | 43 |
| 3.2 Результаты реконструкции поля палеонапряжений | 47 |
| Заключение | 51 |
| Список использованной литературы | 52 |

Введение

Хребет Малый Каратау расположен на юге Казахстана (рис. 1), на территории Джамбулской и Южно-Казахстанской областей, и относится к северо-западному отрогу Тянь-Шаня. Хребет представляет собой серию невысоких линейных гряд, разделенных продольными долинами вкрест простирания главных структур. Абсолютные отметки территории в среднем составляют от 500-1000 м до 2176 м в наивысшей точке (гора Бессаз).

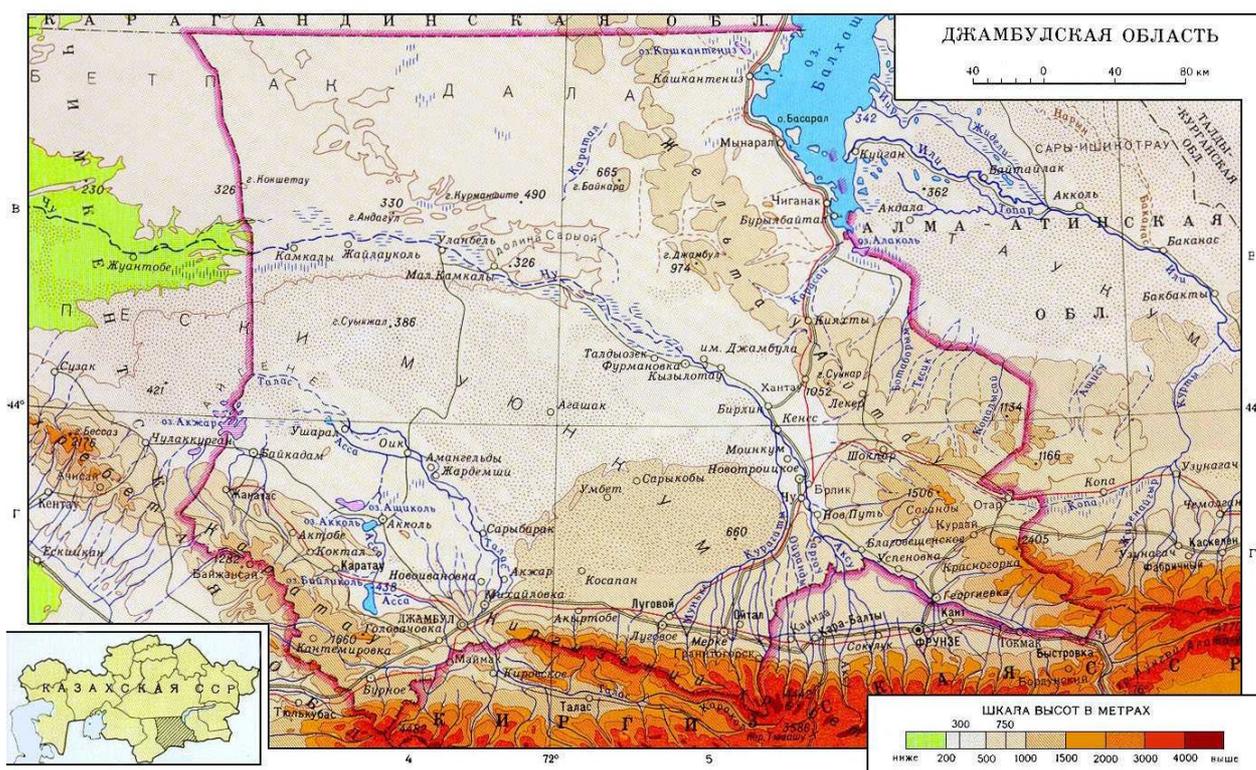


Рис. 1. Физическая карта Джамбулской области.

Рассматриваемая территория расположена в пределах водораздельного плато Кокджот. Поверхность плоская, пологонаклонная к северо-востоку, прорезанная узкими речными долинами (рис. 2). Обнаженность территории в целом хорошая, а в долинах ручьев очень хорошая.

Климат района резко континентальный, суточные колебания температур достигают 20-30 °С. Среднегодовое количество осадков незначительно – 100-200 мм, большая их часть выпадает весной и в начале лета. Зима короткая и неустойчивая, лето жаркое, продолжительное.



Рис. 2. Долина р. Ушбас, северо-запад плато Кокджот.

Наиболее значительными тектоническими структурами плато Кокджот являются Главный Каратаусский разлом и Кокджотская структурно-фациальная зона, в пределах которой развит комплекс зеленосланцевых пород: кварц-хлорит-серицитовых сланцев, первоначально терригенных пород, претерпевших метаморфическое преобразование. Возраст этих пород неясен, также неясен возраст деформаций. Структурно эта зона является продолжением зеленосланцевых пород Таласского хребта (Узунахматский блок).

Цели и задачи исследования. Целью настоящей работы является расшифровка структурной эволюции комплекса зеленосланцевых пород Малого Каратау.

Для достижения поставленной цели необходимо было выполнить следующие задачи:

1. Произвести оценку деформации и установить положение главных осей эллипсоида деформаций.
2. Произвести реконструкцию и анализ полей напряжения.
3. Определить последовательность тектонических событий и характеризовать этапы деформаций.

Глава 1. Геологическое строение Малого Каратау

Хребет Малый Каратау принадлежит северо-восточной части северо-западного отрога Тянь-Шаня и относится к каледонской складчатой области. В тектоническом отношении регион представляет собой систему чешуйчатых надвигов и складок юго-западной вергентности и претерпел несколько этапов деформаций, из которых наиболее интенсивной является каледонская складчатость (Алексеев, 1993; Паталаха, Гиоргобиани, 1975). От Большого Каратау с юга регион отделяется Главным Каратауским разломом (рис. 3), играющим важную роль в структуре региона, влияя на состав и размещение фаций, их мощность и характер складчатых формаций. Он представляет собой правый сдвиг и является продолжением Таласо-Ферганского разлома, развивавшимся, по крайней мере, с каледонской эпохи деформаций по настоящее время (Voytenko, Khudoley 2012; Буртман, 2012).

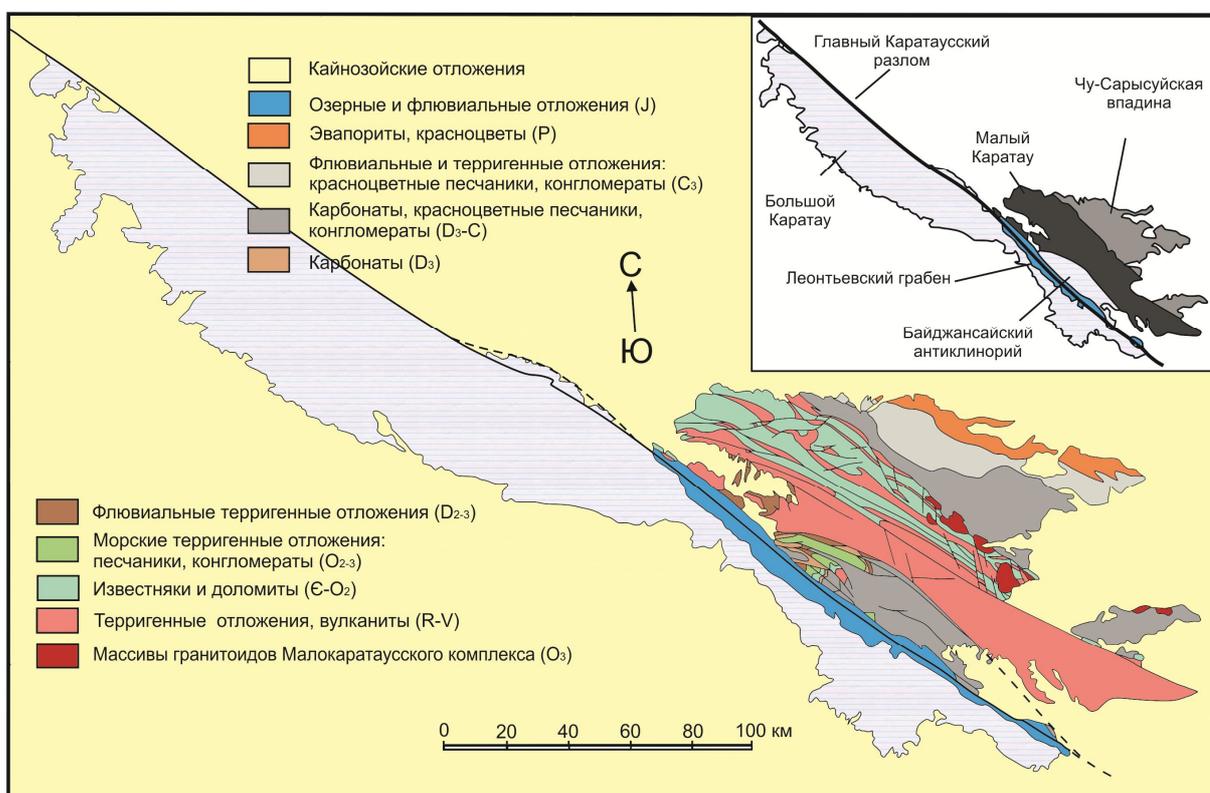


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Малого Каратау по (Alexeiev et al., 2009) с изменениями.

В геологическом строении Малого Каратау выделяются Кокджотская и Малокаратауская структурно-формационные зоны, протягивающиеся в северо-западном и юго-восточном направлении. Зоны ограничены разломами и отличаются строением, мощностью, составом осадочных и магматических образований, а также

характером деформаций и метаморфизма.

Исследуемая толща относится к Кокджотской структурно-формационной зоне, которая приурочена к осевой части складчатого сооружения хребта Каратау и обнажается в пределах одноименного плато Кокджот. С юго-запада зону ограничивает Главный Каратаусский разлом, на северо-востоке граница проходит по Большекаройскому разлому. Главное отличие Кокджотской зоны заключается в присутствии метаморфических пород.

Наиболее древними образованиями Кокджотской зоны принято считать нижнепротерозойские метаморфические породы Бессазкого блока. Стратиграфически выше находятся нерасчлененные образования кокджотской серии предположительно верхнерифейско-вендского возраста, представленные феллитизированными карбонатно-алевролитопесчаными толщами. Достоверные стратиграфические отношения этой толщи устанавливаются только с несогласно перекрывающимися ее конгломератами тюлькубашской свиты среднего-верхнего девона.

Малокаратаусская структурно-формационная зона в настоящей работе не рассматривается, за исключением принадлежащей ей большекаройской свиты, которая непосредственно наблюдалась в ходе полевых работ, и с которой по Большекаройскому надвику граничат породы кокджотской серии.

1.1 Стратиграфия

В строении Кокджотской структурно-формационной зоны принимают участие отложения от нижнего протерозоя до среднего девона, которые делятся на три комплекса, разделенных региональными несогласиями: нижнепротерозойский, верхнепротерозойский и средне-верхнедевонский.

НИЖНИЙ (?) ПРОТЕРОЗОЙ

Бессазская серия

Метаморфические породы, условно относимые к нижнему протерозою, являются древнейшими образованиями в данном регионе и вскрываются в пределах Бессазкого блока, сложенного амфиболитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами. В.И. Пазилова (1968) эти толщи были выделены в бессазскую серию состоящую из трех свит (снизу вверх): жунусатинской, алмалинской и карагузской.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Кокджотская серия

Верхнепротерозойские образования представлены нерасчлененной кокджотской серией, которая до 60-х годов XX века пребывала в ранге свиты. Впервые породы кокджотской свиты были выделены В.Н. Вебером (1925). Изучением пород кокджотской серии в разные годы занимались Г. Х. Ергалиев, Ж.С. Саргаскаев, С.П. Конева, Т.Б. Байторина, Е.И. Паталаха, Т.В. Гиоргобиани, Э.А. Еганов, Ю.К. Советов и другие.

Существует две точки зрения о возрасте пород кокджотской серии:

1. Возраст серии считается верхнерифейско-вендским, на основе предположения о нахождении кокджотской серии в основании большекаройской свиты. Эта точка зрения основана на структурных соотношениях, а также на основе корреляции с аналогичными толщами Таласского хребта (Безруков, 1954; Вебер, 1935; Ярмук, 1970 и др.).

2. Более молодой, венд-нижнепалеозойский возраст толщи, предположен на основе единичных находок беззамковых брахиопод в карбонатах, относимых к кокджотской серии (Ергалиев, 1987).

Кокджотская серия прослеживается в виде широкой полосы северо-западного простирания. Разрезы серии представляют собой мощную толщу преимущественно метатерригенных пород: ритмичное чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и реже гравелитов. Значительно реже встречаются известняки и туфы кислого состава. Расчленение серии затрудняется по причине значительной деформированности входящих в ее состав пород: широко развиты изоклиналильные складки и кливаж, затушевывающий слоистость, складки первого порядка осложнены складками более высоких порядков.

Кокджотская серия включает в себя три части (Кичман, 1971): нижняя и верхняя сложены терригенными породами, средняя – карбонатными. Приблизительная мощность серии 2500-3000 м.

Терригенные последовательности кокджотской серии развиты наиболее широко. Преимущественно они представлены серовато-зелеными и темно-зелеными мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами переслаивающимися в различных соотношениях (рис. 4). В песчаниках и алевролитах встречаются кристаллы пирита. Мощность пластов песчаников и алевролитов варьирует от первых до 35-40 см, иногда до 75-80 см. Встречаются мощные до 100 м однородные пачки алевролитов, реже песчаников. Характерна ритмичность флишевого типа. Встречаются отдельные слои мощностью до 25 см с горизонтальной и косой однонаправленной слоистостью. Горизонты крупнозернистых песчаников и гравелитов имеют мощностью от 0,5 до 2-3 м. В пластах песчаника

бывает выражена градационная слоистость. Состав обломков для всех пород свиты в целом постоянен. Обломки представлены кварцем, часто катаклазированным, полевыми шпатами; аксессуарные минералы - монацит, титаномагнетит, хромшпинель; литические компоненты - глинистыми сланцами, алевролитами, кремнистыми и хлоритизированными породами (рис. 5).



Рис.4. Песчаники кокджотской серии в обнажении.

Карбонатная пачка представлена переслаиванием маломощных (до 10 см) слоев песчаников, алевролитов, известняков и калькаренитов, либо сплошными

тонкослоистыми и слоистыми известняками и калькаренитами, несущими признаки градационной сортировки.

Для пород кокджотской серии характерна филлитизация, выражающаяся в превращении в кварц-хлорит-серицитовый агрегат, и метаморфизм не выше фации зеленых сланцев. Наиболее интенсивно метаморфизм проявлен в самой узкой части Кокжотского блока - центральной, и ослабевает в направлении к северо-востоку - по мере удаления от Главного Каратаусского разлома, а также к северо-западу и юго-востоку, сопровождаясь увеличением ширины поля выхода и уменьшения степени сжатия пород.

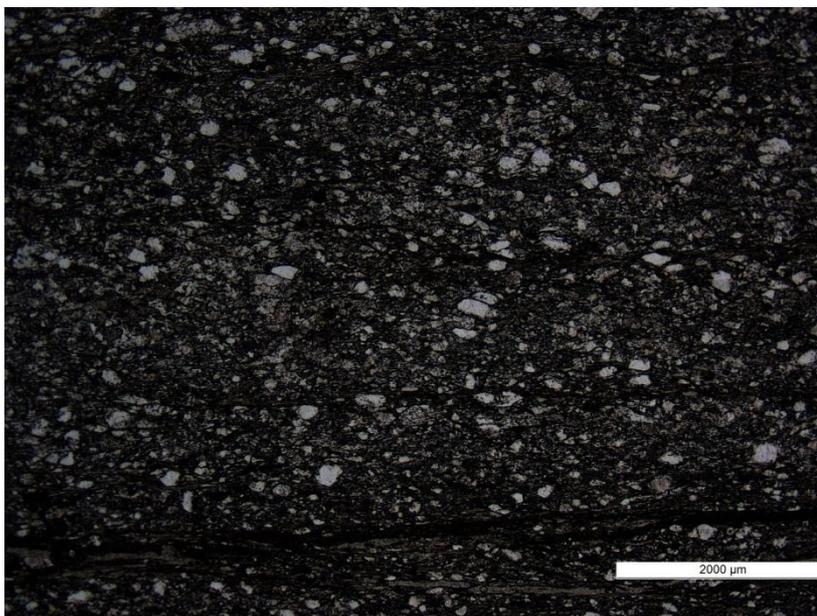


Рис. 5. Песчаники кокджотской свиты. Шлиф МР-16-35-2.

Контакты кокджотской серии с другими образованиями сплошь тектонические, достоверные взаимоотношения устанавливаются лишь с породами тюлькубашской свиты среднего-верхнего девона, с размывом перекрывающими породы кокджотской серии.

Большекаройская свита Малокаратаусской структурно-формационной зоны

Большекаройская свита обнажается в пределах Большекаройского блока Малокаратаусской структурно-формационной зоны и слагает антиклинальную структуру, смятую в серию складок и осложненную разрывами (Еганов, Советов, 1979). Свита изучена в пределах Большекаройской долины на юго-востоке Малого Каратау. С

юго-запада эта свита по Большекарройскому разлому граничит с кокжотской серией верхнего протерозоя, а с северо-востока перекрывается кембро-ордовикскими карбонатами. В Большекарройской долине расположен стратотип разреза большекарройской свиты, где в подвернутом крыле запрокинутой к северо-востоку антиклинали мощность разреза составляет порядка 1500 м.

Большекарройская свита в целом похожа на породы кокжотской серии и представлена конгломератами и песчаниками в тонком и грубом чередовании с алевролитами, аргиллитами, иногда измененными до серицит-хлоритовых сланцев, слагающих толщу флишеидного облика (рис. 6). Доля песчаников в разрезе заметно преобладает. По составу песчаники кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые (рис. 7). Мощность пластов песчаников колеблется от 0,5 до первых метров. Пачки алевролитов имеют мощность до 30 см. Переходы между пластами резкие. Иногда встречаются градационная и косая слоистости.



Рис. 6. Породы большекарройской свиты.

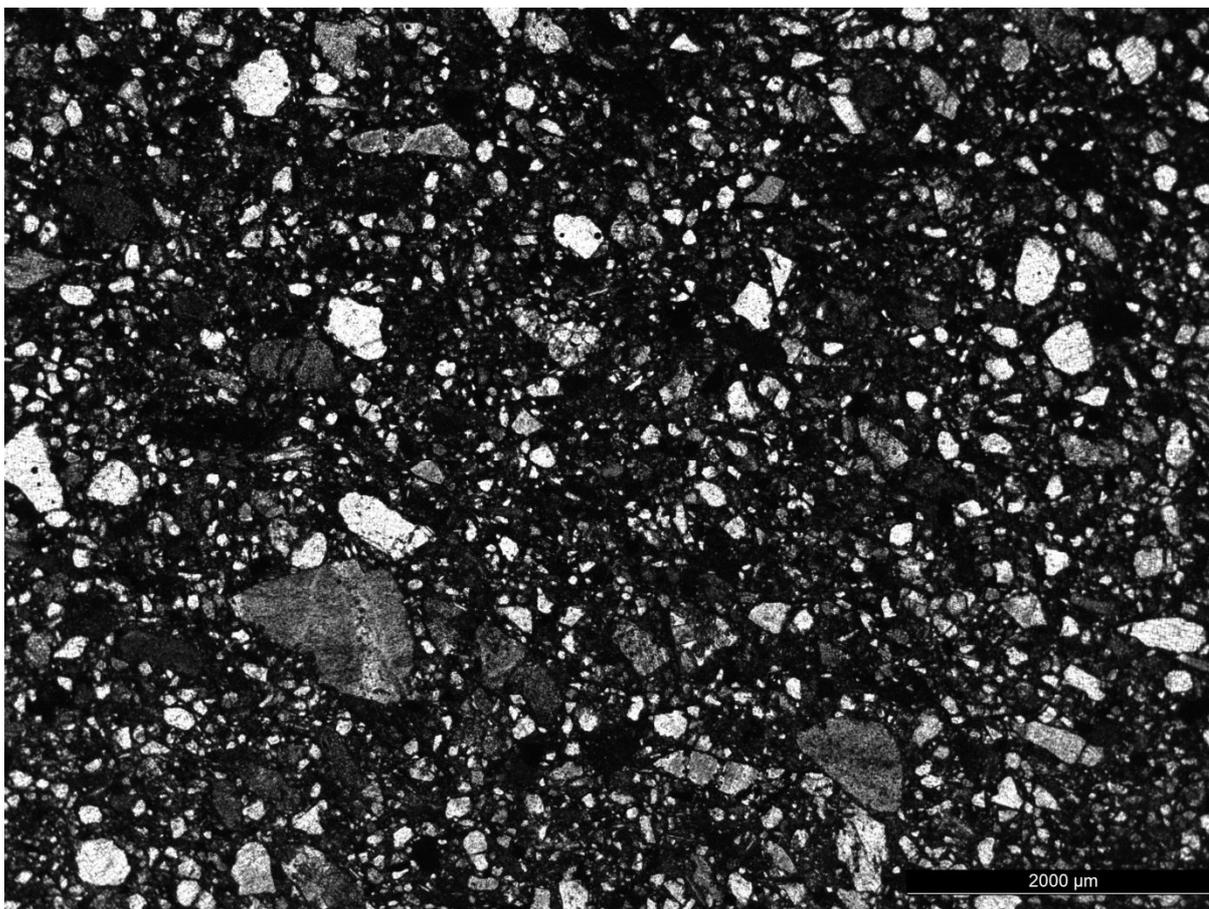


Рис. 7. Песчаник большекарройской свиты. Шлиф КР-15-26-2.

Пласты песчаников можно интерпретировать как турбидиты, а алевролиты как инситные тонкие отложения бассейновой впадины (Еганов, Советов, 1979).

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Тюлькубашская свита

Конгломераты и песчаники тюлькубашской свиты с размывом перекрывают породы кокджотской серии. На северо-западе Кокджотской структурно-формационной зоны отложения свиты выполняют Ушбасский прогиб.

Конгломераты полимиктовые, в гальках преобладают породы ближайших областей: обломки кембро-ордовикских карбонатов, обломки песчаников и сланцев кокджотской серии. Степень окатанности галек различная. Мощность толщи конгломератов зависит от близости к областям сноса: по мере удаления конгломераты замещаются песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами с пачками песчаников. Максимальная мощность (до 800 м) отмечена на юго-западном склоне хребта.

Песчаная часть разреза постепенно сменяет конгломератовую. В ее составе преимущественно развиты красноцветные мелкозернистые и среднезернистые

полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники с линзами конгломератов внизу разреза, алевролитами и аргиллитами вверху.

Текстура и структура песчаников типична для молассоидной формации: плохая сортировка обломочного материала, наличие внутренних размывов и косой слоистости (рис. 8), грубая ритмичность. Терригенные отложения тюлькубашской свиты являются континентальными образованиями конусов выноса, сменившихся во франском веке прибрежно-морскими отложениями.

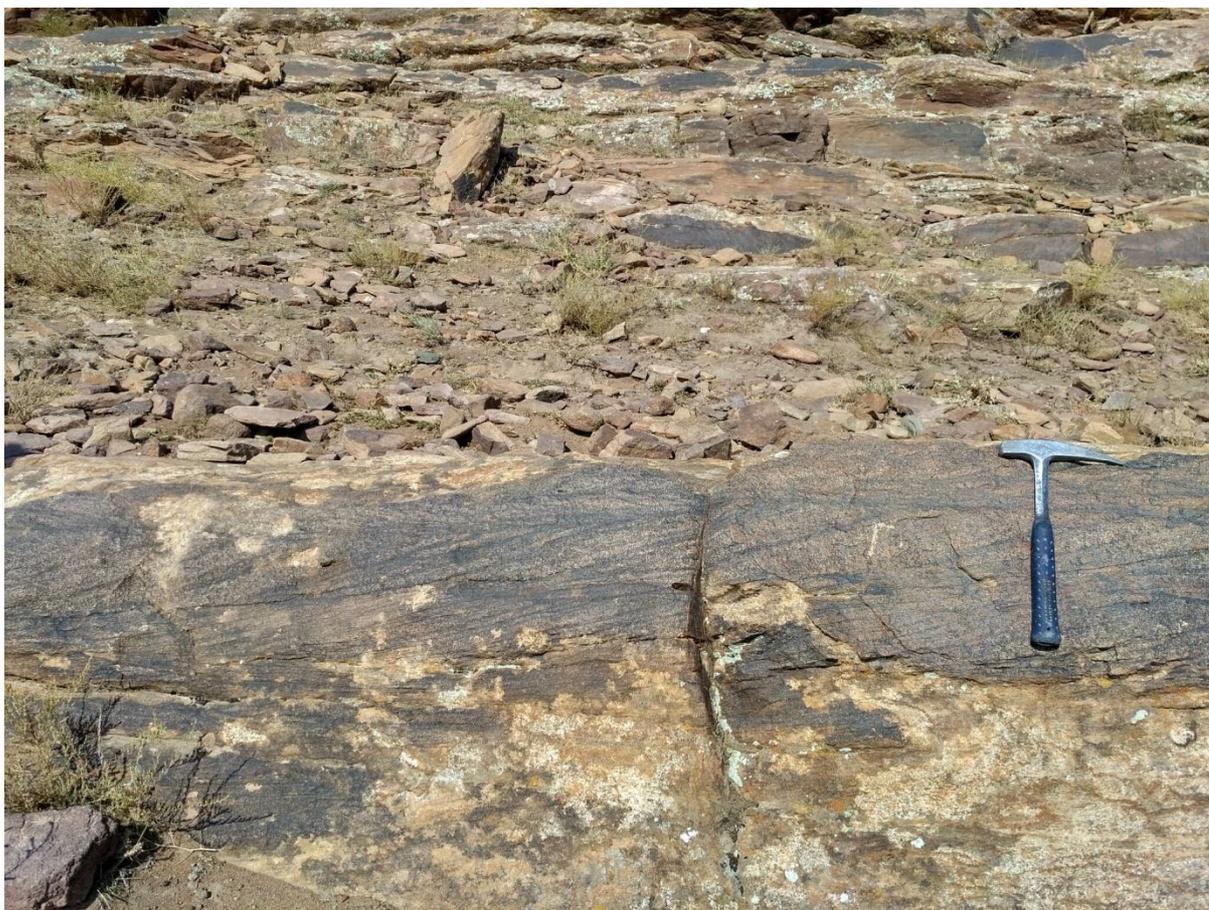


Рис. 8. Косая слоистость в песчаниках тюлькубашской свиты.

1.2 Метаморфизм и магматизм

Магматические образования в пределах Кокджотской зоны редки, широкое распространение имеет только комплекс даек основного состава. Он объединяет многочисленные дайки сильно измененных пород, которые микроскопически, в основном по реликтовым структурам, определены как диабазовые порфириты (Кичман, Дюсеков, 1970; Дюсеков, Еремеев, 1972). По химическому составу эти породы соответствуют диабазам. Дайки диабазовых порфиритов прорывают осадочные породы кокджотской серии. Вместе с последними они подверглись метаморфизму, рассланцованы и хлоритизированы, вследствие чего с трудом отличимы от вмещающих

пород. Простиране даек северо-западное, согласное с породами кокджотской серии, падение крутое, практически субвертикальное. Мощность даек небольшая (до 4 м), протяженность составляет первые сотни метров. Отмечаются положительными магнитными аномалиями.

Вопрос о возрасте даек остается нерешенным. В предположении, что их формирование связано с конечными фазами каледонской складчатости, он условно принят верхнеордовикским. Диабазовые порфириты представляют собой полностью метаморфизованные породы (рис. 9), в которых лишь на отдельных участках сохранились реликты офитовой структуры. Плагноклаз образует расплывчатые кристаллы, целиком замещенные. Первичный пироксен полностью амфиболлизирован. Породы подвержены интенсивному катаклазу с выделением по трещинам вторичных минералов: кальцита, альбита и эпидота. По петрохимическим особенностям породы кокджотского комплекса соответствуют диабазам и долеритам. Для них характерны умеренная титанистость и глиноземистость, насыщенность кремнеземом и очень низкая щелочность при высоком содержании натрия. По нормативному составу они соответствуют кварцсодержащим толеитовым базальтам.

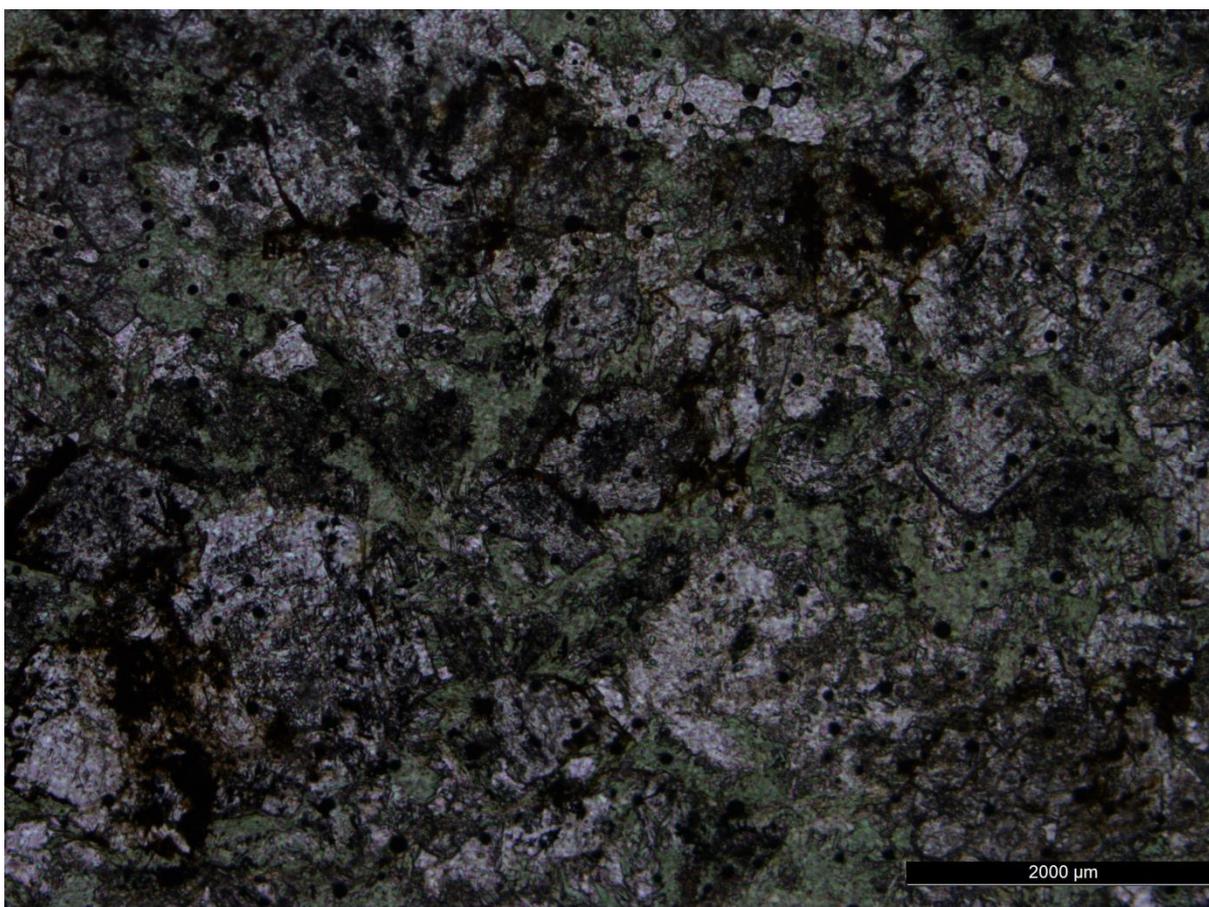


Рис. 9. Метаморфизованная дайка диабазов. Шлиф КР-15-11-1.

Метаморфические образования развиты в породах кокджотской серии и представлены представлены кварц-карбонатными, кварц-сульфидными и кварцевыми жилами в хлорит-серицитовых сланцах. Кварцевые обособления имеют неправильную, линзовидную форму, деформированы. Отмечается вкрапленность сульфидных минералов - пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, и самородного золота. Формирование кварцевых жил связано с зонами трещиноватости в ходе метаморфизма и деформаций вмещающих пород. Предполагаемый возраст метаморфизма – позднеордовикский (каледонский).

Метапесчаники кокджотской серии по гранулометрическому составу средне-мелкозернистые. Преимущественно зеленовато-серого и темно-зеленого цвета, хлоритизированы. Появляется сланцеватость, выражающаяся в упорядоченном расположением обломочных зёрен кварца и слюд. Вокруг зерен кварца могут развиваться тени давления, которые, как правило, сложены хлоритом и выражены неотчетливо.

Степень метаморфизма в породах кокджотской серии изменяется неравномерно. В целом, наиболее интенсивно метаморфизм проявлен вдоль Главного Каратаусского разлома и в наиболее узкой центральной части блока. Интенсивность метаморфизма уменьшается по мере удаления от разлома, а также в направлении северо-запада и юго-востока, закономерно с уменьшением степени сжатия и увеличением ширины выхода пород. В изученных образцах отмечается значительное изменение степени преобразований как вкрест простирания, так и вдоль него – так, в образце МР-16-39 (рис. 10) степень изменений минимальна, порода выглядит слабдеформированной, четко видна обломочная структура кварцевых зерен. В образце МР-16-35 (рис. 10) метаморфические преобразования и деформированность выше, зерна имеют предпочтительную ориентировку, проявляется сланцеватость (рис.11, 12).

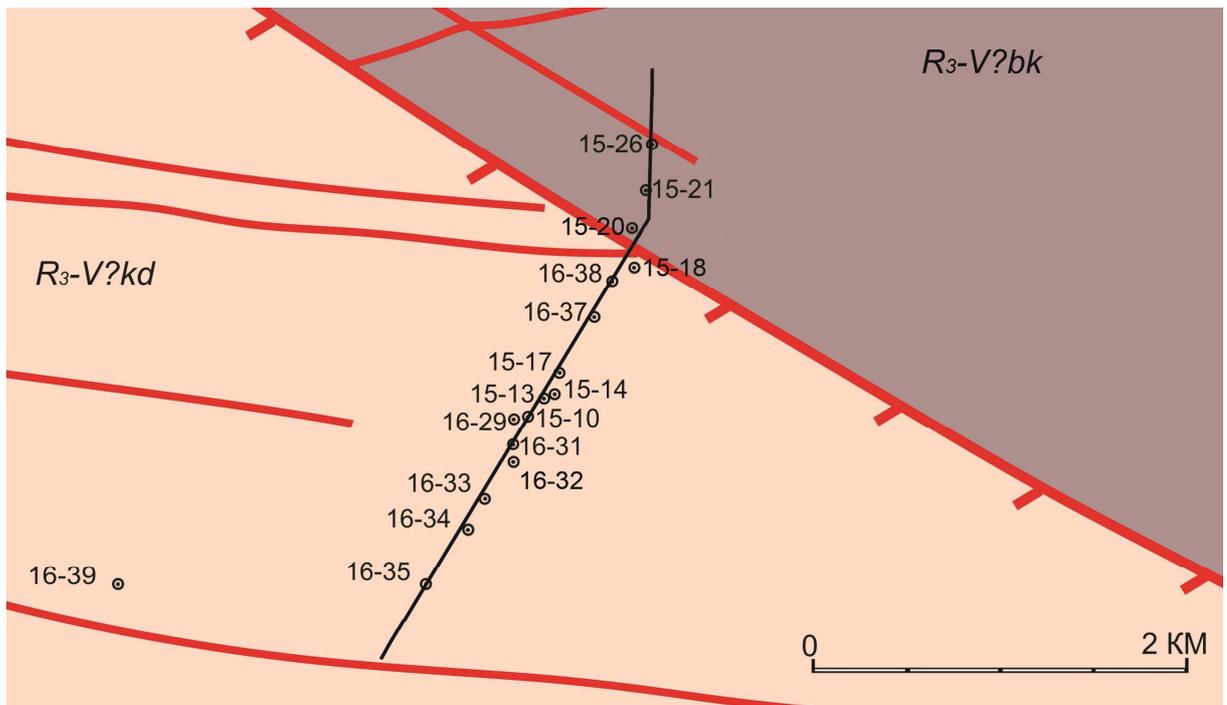


Рис. 10. Схематическая геологическая карта участка Большекарской долины с точками отбора ориентированных образцов и линией разреза. $R_3-V?kd$ – кокчетовская серия, $R_3-V?bk$ – большекарская свита.

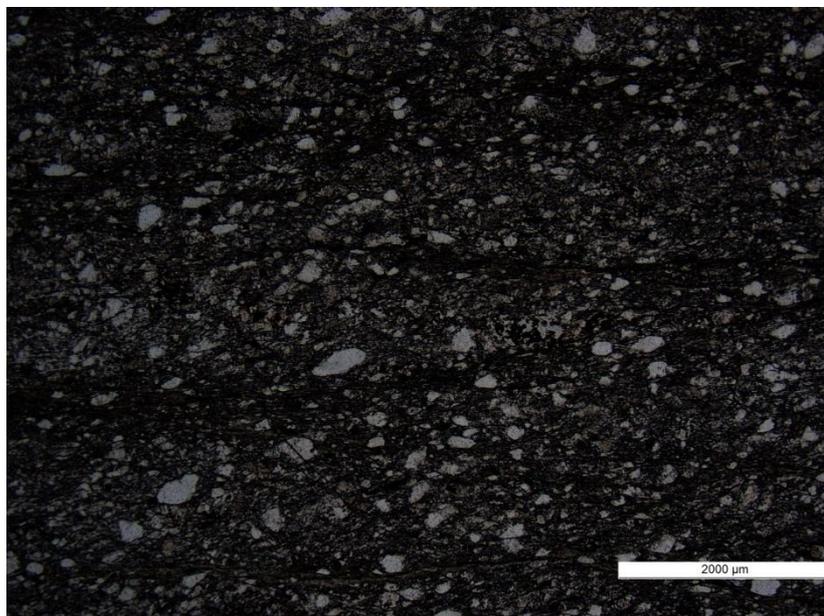


Рис. 11. Микрофотография шлифа МР-16-35-1.

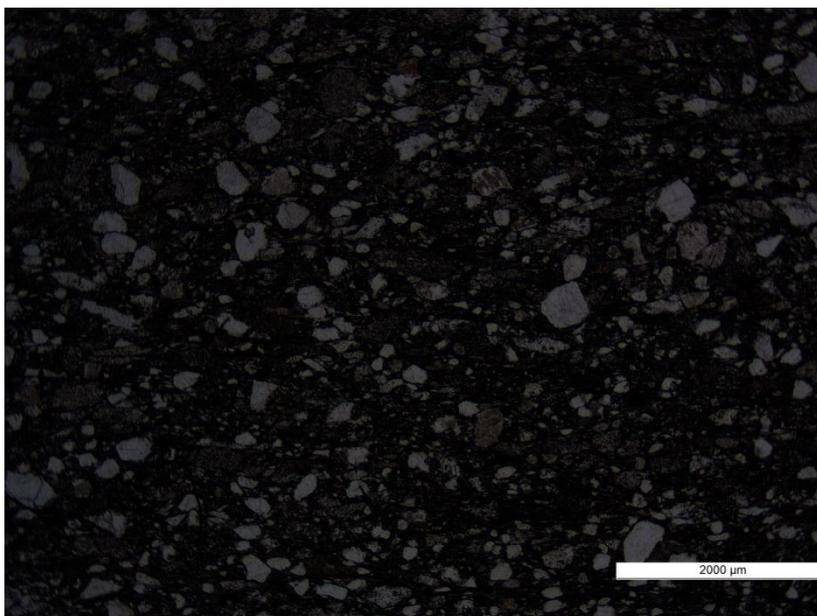


Рис. 12. Микрофотография шлифа МР-16-39-1.

1.3 Морфология складчатых и разрывных структур

Породы кокджотской серии отличаются развитием сложной сплошной линейной складчатости. Породы интенсивно филлитизированы и рассланцованы. Широко развит кливаж осевой плоскости. Кливаж сечет слоистость под острыми углами и местами полностью ее затушевывает, что затрудняет расшифровку структуры (рис. 13).



Рис. 13. Интенсивно кливажированные породы кокджотской серии. Красной стрелкой помечена плоскость кливажа и направление падения.

Складки узкие изоклиналильные, наклонные и слабопрокинутые. Крылья, как правило, крытые, углы достигают 80 градусов. Ширина складок в плане намного меньше протяженности. Шарниры пологие, субгоризонтальные. Крупные складки зачастую полностью маскируются более мелкими. Простираие осевых плоскостей складок составляет порядка 300-320 градусов, падение крутое – до 80 градусов, вергентность меняется в зависимости от главных структурообразующих разломов. В Большекаройской долине осевые плоскости падают на юго-запад (рис. 14). Кливаж, как правило, параллелен осевым плоскостям, интересной его особенностью является вергентность в зависимости от главных структурообразующих разломов – Главного Каратаусского и Большекаройского. Вдоль осевых плоскостей складок развиваются вязкие кливажные разрывы.

Разрывные нарушения представлены крупноамплитудными протяженными разломами, которые обуславливают линейные черты структуры Кокджотской зоны – Главным Каратаусским и Большекаройским. Главный Каратаусский разлом представляет собой крупноамплитудный правый сдвиг и рассматривается как

продолжение Таласо-Ферганского разлома. Большекаройский разлом является надвигом, круто падающим на юго-запад.

Для Кокджотской зоны характерно наличие большого числа мелких крутопадающих разрывов, ориентированных под углом к складчатым формам, по которым отмечаются лево- и правосторонние подвижки, что говорит о наличии тангенциального сжатия (Паталаха, Гиоргобиани, 1975). На таких участках широко развита плейчатость, в которую оказываются смяты и слоистость, и кливаж, что говорит о более позднем возрасте сдвигов.

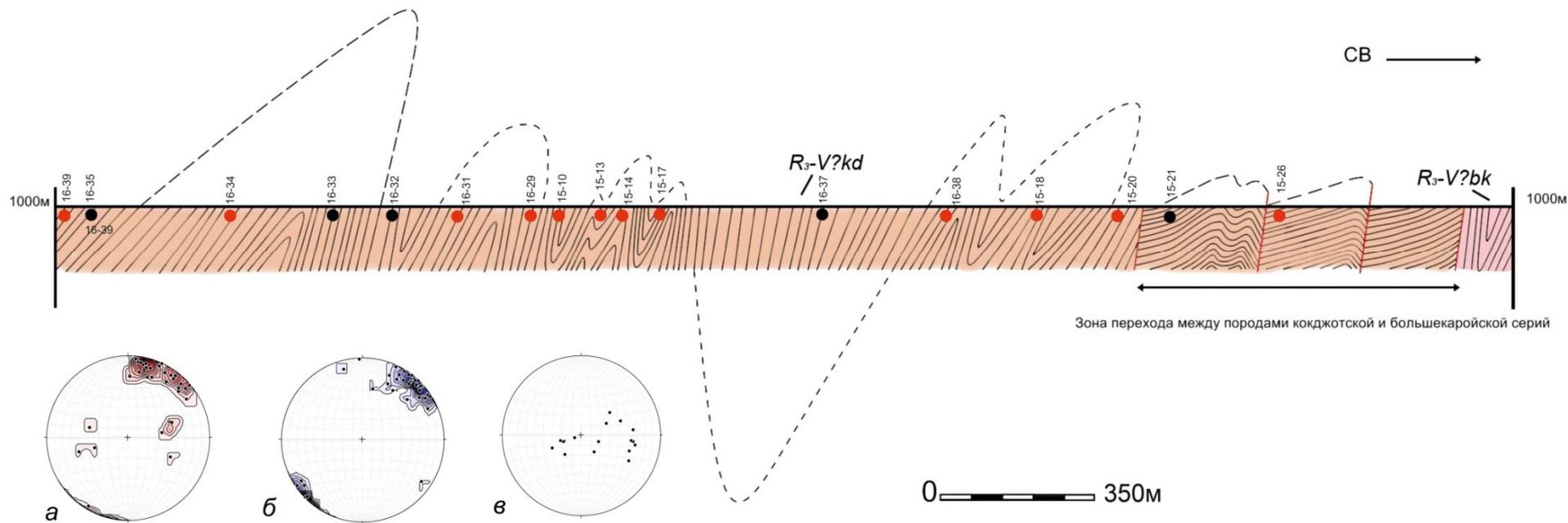


Рис. 14. Схематический разрез кокчетовской серии по профилю в Большекарской долине с точками отбора ориентированных образцов. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны. Красным цветом отмечены точки отбора образцов, для которых восстановлен эллипсоид деформации (подробнее рассмотрено в главе 2). На стереограммы вынесена ориентировка структурных элементов кокчетовской серии: *а* – полюса к слоистости; *б* – полюса к кливажу; *в* – шарниры мелких складок. Сетка Шмидта, нижняя полусфера.

1.4 История тектонического развития

В тектоническом отношении Малый Каратау представляет северо-восточное крыло каледонско-герцинского Каратаусского антиклинория. Образования Кокджотской зоны слагают его байкальско-каледонский структурный этаж.

Основным элементом складчатой структуры Малого Каратау являются линейные блоки дислоцированных пород, ограниченные разломами. Деформации внутри каждого блока протекали относительно независимо от соседних. Зоны близ разломов характеризуются наличием областей приразломного смятия, моноклинальные падения пластов осложнены мелкими складками, которые затухают по мере удаления от разлома.

Последовательность деформаций приводится по Д.В. Алексееву (Алексеев, 1993).

Последовательность каледонских деформаций.

На первом этапе деформаций произошло надвигообразование к юго-западу и был сформирован пакет тектонических пластин, включающий раннепалеозойские образования Малокаратаусской зоны.

На втором этапе в результате надвигообразования формируются продольные складки северо-восточной вергентности. Наиболее интенсивно процессы складкообразования развиваются в породах кокджотской серии, являющейся автохтоном для надвиговых пластин. Юго-западное падение плоскости сместителя Большекаройского надвига обусловлено противодействием жесткого кокджотского массива, либо его встречным движением. Складки запрокинуты к северо-востоку, что может быть результатом взбросовых подвижек по Большекаройскому разлому.

В ходе третьего этапа возникают сдвиговые подвижки по диагональным разрывным нарушениям, формируются сдвиговые и кливажные складки, развивается система мегатрещиноватости. Обилие кливажных складок и метаморфизм говорят о пластичном характере деформаций. Аналогичные этапы деформаций были установлены в Таласском хребте (Худолей, Семилеткин 1992; Khudoley 1993).

Возраст надвигообразования устанавливается по прорывающим надвиги гранитоидам как средне-позднеордовикский (Алексеев, 1993).

Герцинские деформации практически не отразились на структуре Кокджотского блока, в породах которого обычно отмечают только разрывные нарушения. По полученным данным, с герцинскими деформациями вероятно связано

образование мелких присдвиговых складок в породах кокджотской серии (подробнее рассмотрено в главе 3).

Глава 2. Количественная оценка деформации

Количественная оценка деформации – русскоязычный вариант термина «стрейн-анализ». Под самим стрейном обычно понимают деформацию (от английского *strain* – деформация), то есть изменение формы и объема тела в результате внешнего воздействия, но следует отметить, что эти термины «деформация» и «стрейн» не тождественны.

Любую деформацию можно разделить на четыре компоненты (рис. 15):

- 1) трансляцию (от латинского *translatio* – перенос, перемещение) – изменение телом своего расположения в пространстве;
- 2) вращение (*rotation*) – изменение ориентировки тела в пространстве;
- 3) дисторсию (от латинского *distorsio, distortio* – искривление) – изменение формы объекта;
- 4) дилатацию (от латинского *dilato* – расширять) – изменение объема.

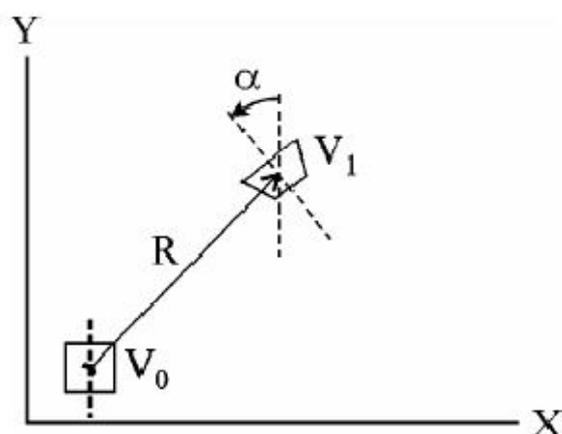


Рис. 15. Четыре компонента деформации, где: V_0 – первоначальный объем тела, R – вектор трансляции, α – угол поворота тела, V_1 – объем тела в результате деформации. Изменение объема рассчитывается как разница между начальным и конечным объемом тела ($V_0 - V_1$).

В зарубежной литературе стрейн определяется как «внутреннее изменение формы и конфигурации тела» (Ramsay, Huber, 1983), и не включает в себя такие компоненты деформации, как трансляция и вращение. Таким образом, под стрейном следует понимать элементарную однородную внутреннюю деформацию. Например, образование складки – деформация, состоящая из множества стрейнов, а изменения, наблюдаемые на ее однородном участке, и есть стрейн (Родыгин, 2006). Во многих случаях, однородность определяется масштабом исследуемого объекта – даже в случае

неоднородной деформации в пределах тела, в нем можно выделить домены, в пределах которых деформация будет считаться однородной. Такой подход позволяет применять методы стрейн-анализа даже для очень больших объектов.

Одним из условий однородности деформаций является то, что поверхности второго порядка преобразуются в поверхности второго порядка, т.е. при однородной деформации шар будет преобразовываться в эллипсоид. Это используется для наглядного представления стрейна в виде эллипсоида деформации (рис. 16), позволяющее описать деформацию в трехмерном пространстве, не прибегая к громоздкому математическому аппарату.

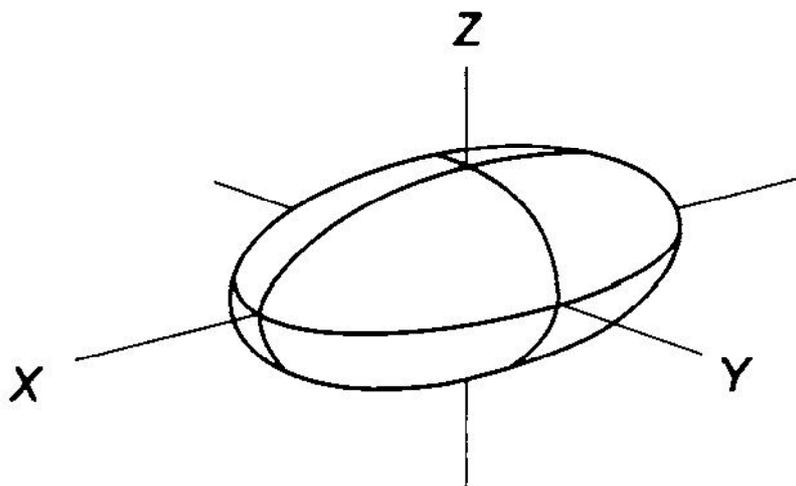


Рис. 16. Эллипсоид деформации. X, Y, Z – главные оси.

«Естественными» эллипсоидами деформаций являются первоначально сферические геологические объекты, например, оолиты, приобретающие в результате деформации эллиптическую форму. Таким образом, для однородной деформации, деформацию на плоскости можно описать трансформацией круга в эллипс, а трехмерную деформацию – превращением сферы в эллипсоид.

Форма эллипса деформации на плоскости описывается отношением его длинной и короткой оси. В трехмерном случае форма эллипсоида деформации наглядно описывается параметром Флинна k :

$$k = (R_{XY} - 1) / (R_{YZ} - 1),$$

где R_{XY} и R_{YZ} – осевые отношения: R_{XY} – отношение длинной (x) и промежуточной (y) осей эллипсоида деформации, а R_{YZ} – отношение промежуточной (y) и короткой (z) осей эллипсоида деформации. На основе параметра Флинна выделяют три основных типа эллипсоида: сплюснутый ($k < 1$), вытянутый ($1 < k$) и эллипсоид, соответствующий

плоской деформации ($k=1$). Представление различных видов деформации удобно производить на диаграмме Флинна (рис. 17), для построения которой также используются осевые отношения (Ramsay, Huber, 1983).

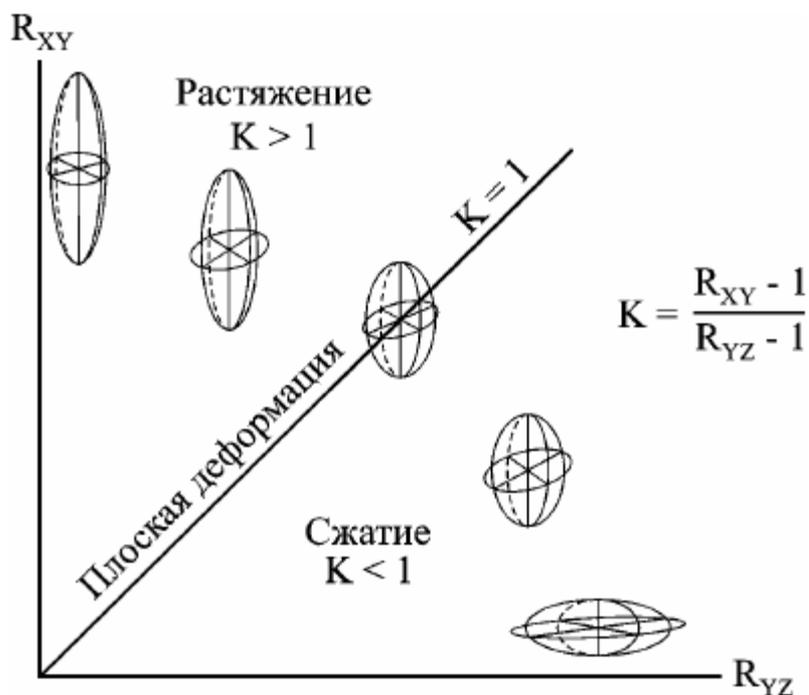


Рис. 17. Диаграмма Флинна, по (Ramsay, Huber, 1983). R_{XY} и R_{YZ} – осевые отношения эллипсоида деформации, K – параметр Флинна.

Стрейн-анализ или количественная оценка деформации направлен на определение главных осей эллипсоида деформации и их отношений на основании оценки формы и расположения индикаторов деформации. «Впервые количественная оценка деформации была применена в геологических исследованиях в начале 1940-ых годов Э. Клоосом (Клоос, 1958). Полученные им результаты показали, что стрейн-анализ необходим для корректной расшифровки структуры центральной части Аппалачей; работа Э. Клооса часто цитировалась, но нашла лишь небольшое число последователей. Лишь после классической работы Д. Рамзи (Ramsay, 1967), стрейн-анализ стал широко применяться при структурно-геологических исследованиях. Наиболее полные сводки по современным методам были сделаны Д. Рамзи и М. Хьюбером (Ramsay, Huber, 1983) и С. Маршаком и Г. Митрой (Marshak, Mitra, 1988), и в других исследованиях, из которых на русский язык была переведена только сравнительно небольшая работа А. Николя (Николя, 1992). Кроме того, обзор методов стрейн-анализа был также выполнен А.И.Родыгиным (Родыгин, 1996; Родыгин, 2006)» (Рекашова М.В., Войтенко В.Н., Худoley А.К. Стрейн-анализ метапесчаников

кокжотской свиты, юго-восток хребта Малый Каратау. Материалы докладов конференции 3-7 октября 2016 г. — М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 239-242).

2.1 Обзор методов стрейн-анализа

Индикаторы деформации (strain markers) выбираются в зависимости от ранга изучаемого объекта и литологических характеристик изучаемых пород, ими могут служить зерна пород, гальки, оолиты, палеонтологические остатки и другие (Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1983; Marshak, Mitra, 1988). На основе типа индикатора выделяются различные методы количественной оценки деформации, из которых наиболее распространенными являются следующие группы методов:

по деформированным палеонтологическим остаткам – группа методов количественной оценки деформации по изменению известных длин или углов с помощью круга Мора. К палеонтологическим остаткам с известной первоначальной формой относят стебли криноидей, ростры белемнитов, створки брахиопод, панцири трилобитов и другие. То, будет ли оценка деформации трехмерной или двумерной, зависит от первоначальной формы остатков и их расположения в породе. Первоначальная сферическая форма объектов позволяет оценить деформацию в трехмерном пространстве. Палеонтологические остатки с двусторонней симметрией дают возможность оценить деформацию только на плоскости. При использовании для стрейн-анализа палеонтологических остатков, необходимо учитывать их жесткость по отношению к матриксу. Желательно, чтобы между матриксом и включениями разница физико-механических показателей была минимальной. В таком случае, включения будут менять свою форму в соответствии с деформацией породы (Энгельдер, 1990).

по включениям с близкой к эллиптической первоначальной формой – R/ϕ' метод. Данный метод применяется к объектам, форму которых можно считать эллиптической или близкой к ней. К таким объектам относятся оолиты, гальки, палеонтологические остатки сферической формы, конкреции и другие. Метод основан на статистической обработке данных по величинам осевых отношений и ориентировке длинных осей объектов по отношению к выбранному направлению.

по расстоянию между центрами включений – метод «центр к центру», метод Фрая (Fry) первоначально разработанный Д. Рэмзи (Ramsay, 1967) и усовершенствованный Н. Фраем (Fry, 1979). Способ вычисления эллипса деформации,

основанный на соотношении расстояний между центрами объектов. В качестве маркеров деформации используются любые объекты сходного генезиса (например, обломочные зерна в песчаниках), первоначальное (додеформационное) расположение и ориентировка которых были хаотичными, а зерна сохранились достаточно хорошо для того, чтобы можно было определить первоначальное расположение их центров. Метод основан на предположении о том, что изучаемые объекты до деформации расположены изотропно и, следовательно, расстояния между центрами включений примерно одинаковы. В результате деформации, расстояние между центрами включений увеличивается вдоль оси растяжения (ось X эллипсоида деформации) и уменьшается вдоль оси сжатия (ось Z эллипсоида деформации). В отличие от предыдущего метода, в методе Фрая форма включений не играет большой роли.

Описанные выше методы применяются для определения деформации на плоскости. Для перехода к деформации в трехмерном пространстве необходимы данные о двух и более плоскостях, которые могут быть взаимно перпендикулярны или ориентированы произвольно, но не параллельны друг другу. При восстановлении эллипсоида деформации выдвигается предположение о том, что объем после деформации не изменяется.

2.2 Описание используемых в работе методов стрейн-анализа

2.2.1 Метод Фрая

Д. Рэмзи (1967) был разработан метод определения деформации на плоскости с помощью измерения расстояний между центрами объектов. Конечная цель его измерений заключалась в последующем измерении объемной деформации в породах, имеющих жесткие включения в матриксе.

При условии изначально равномерного распределения зерен в породе, расстояние между центрами зерен будет сокращаться вдоль оси сжатия и увеличиваться вдоль оси растяжения. Это предположение положено в основу метода «центр к центру» (center to center), практическая реализация которого являлась довольно трудоемкой задачей. На первом этапе работы необходимо измерить длины отрезков, соединяющих центры соседних зерен (m), а также ориентацию этих отрезков относительно выбранного направления (α). Полученные данные отображаются на диаграмме: по оси абсцисс откладываются углы α , на ось ординат выносятся расстояния между центрами зерен m . Если образец находится в недеформированном

состоянии, облако точек на диаграмме можно аппроксимировать прямой, параллельной оси абсцисс (рис. 18, а). В случае деформированной породы, облако точек имеет форму колокола. На прямой α_1 , проходящей через центр колокола, расстояния между центрами зерен максимальны (m_x), на прямой α_2 – минимальны (m_y). Также, угол α_1 соответствует углу между длинной осью эллипса деформации и выбранным направлением, а угол α_2 равен углу между выбранным направлением и короткой осью эллипса (рис. 18, б).

Метод был усовершенствован Н. Фраем (Fry, 1979), для наглядного отображения результатов на диаграмме было предложено использовать полярные координаты. Таким образом, все замеры длин отрезков и их ориентировок откладываются от одной точки – центра диаграммы, что существенно упрощает вычисления. В настоящее время эта процедура производится при помощи специальных компьютерных программ (InStrain, GeoFryPlots, PolyLX – пакет модулей на базе MATLAB), на диаграмму выносятся расположения центров всех объектов при последовательном совмещении центра диаграммы с центром каждого объекта. Итоговая диаграмма представляет собой облако точек с незаполненной областью в центре, форма которой соответствует эллипсу деформации. Для недеформированной породы эта область будет иметь форму круга, диаметр которого соответствует минимальному расстоянию между центрами зерен (рис. 19, а). В случае деформированной породы наблюдается эллипс, представляющий собой эллипс деформации в изучаемой плоскости (рис. 19, б; рис. 20, а). Соотношение длинной и короткой оси, а также их ориентировка характеризуют эллипс деформации в данной плоскости.

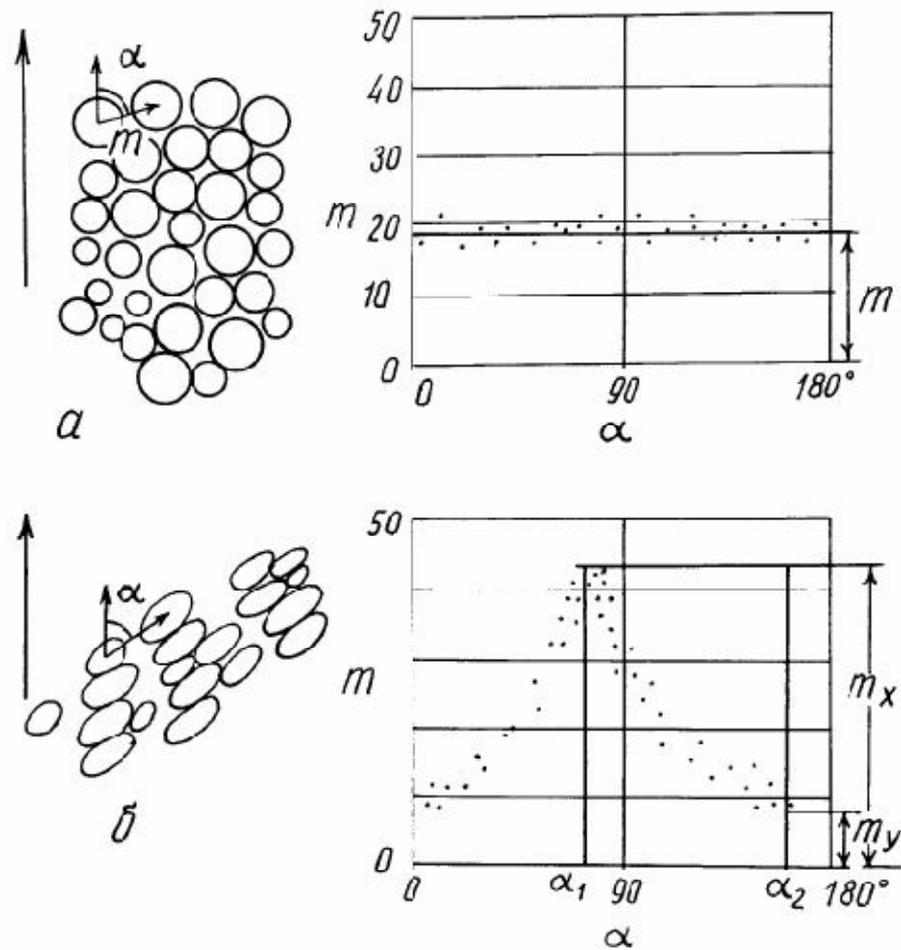


Рис. 18. Метод «центр к центру» (по Николя, 1992): а – недеформированное состояние; б – деформированное состояние (m – длина отрезка, соединяющего центры соседних зерен; α – угол, между отрезком и выбранным направлением).

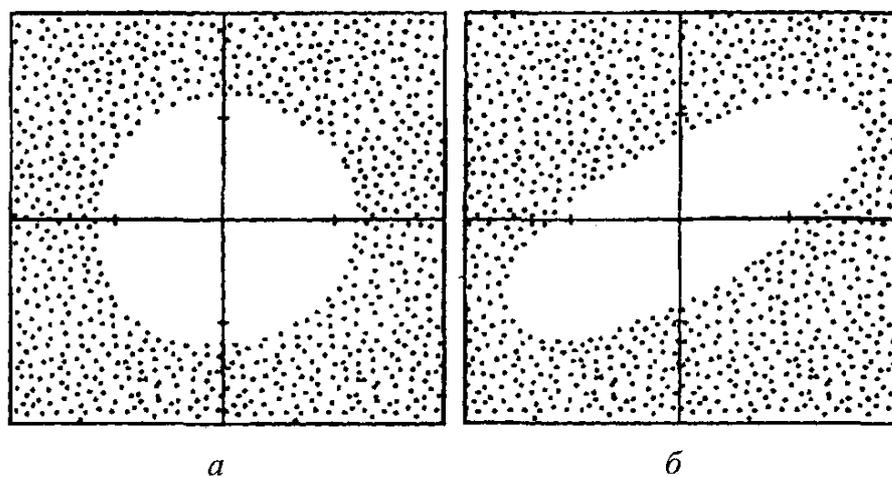


Рис. 19. Примеры диаграмм Фрая: а – недеформированное состояние; б – эллипс деформации для деформированного образца (Николя, 1992).

В дальнейшем метод усовершенствовал Е.А. Эрслев (Erslev, 1988), предложив использовать нормализованные расстояния между центрами объектов – метод NFry (Erslev, 1988), что позволяет получить более четкие границы эллипса на диаграмме (рис. 20, б). Также, нормализация расстояний позволяет не учитывать диаметр частиц, что дает одинаковую точность в породах с различной степенью сортировки зерен.

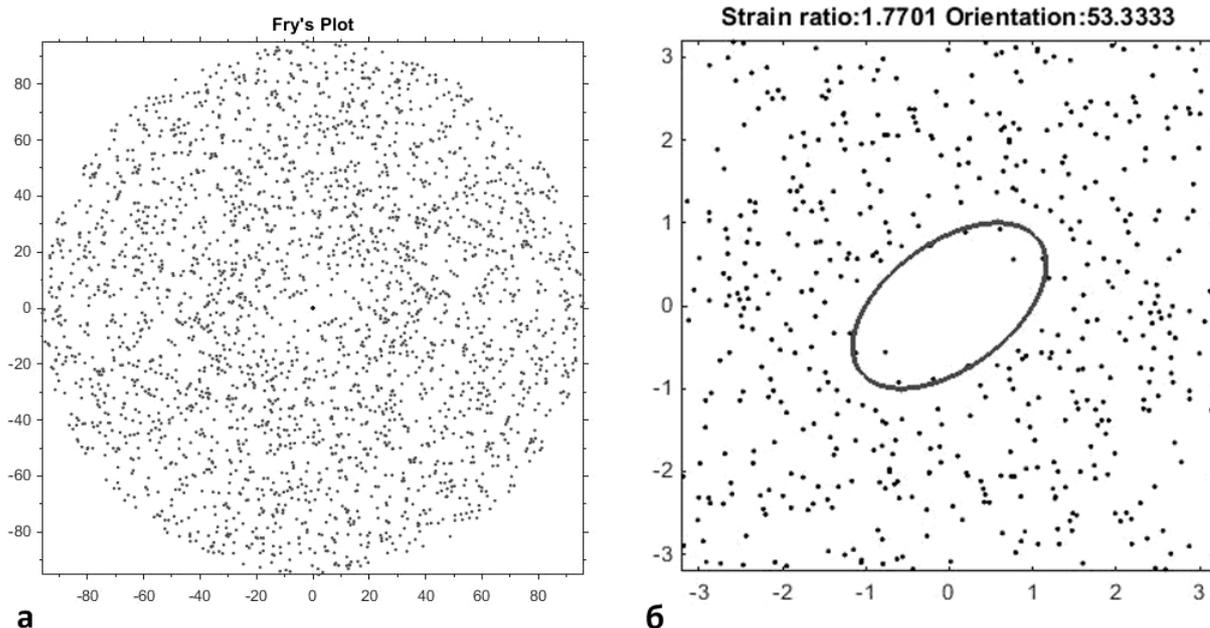


Рис. 20. Диаграммы, полученные методом Фрая для песчаников кокджотской свиты (шлиф КР-15-10-1): а – диаграмма стандартного метода Фрая; б – диаграмма метода NFry, дана ориентировка и отношение главных осей.

Необходимые условия применимости метода Фрая, влияющие на корректность оценки (Fry, 1979):

1. Отсутствие предпочтительной ориентировки зерен, изначально равномерное, изотропное распределение зерен.
2. Равномернозернистая структура породы.
3. Плотная упаковка частиц до деформации или, наоборот, полное отсутствие контакта между анализируемыми зёрнами, но в этом случае включения должны быть жесткими по отношению к матриксу и не менять свою форму в результате деформации, а только перемещаются в пластичном матриксе.

Преимущество метода заключается в возможности не учитывать форму объектов, поскольку учитываются только расстояния между их центрами. Однако следует отметить, что в квиважированных породах возникает проблема сохранения

первоначального центра зерен в результате деформации (растворение под давлением). Минимальное число замеров для метода Фрая составляет 250-300. В случае нормализованного метода Фрая (NFry) необходимая точность достигается после 150-200 замеров. Основным же недостатком метода Фрая заключается в визуальной интерпретации результатов, и возникающих в связи с этим ошибок.

2.2.2 Метод R_f/φ'

Метод R_f/φ' для оценки деформации впервые был описан Д. Рэмзи (Ramsay, 1967) и уточнен Д. Даннетом (Dunnet, 1969) и Р. Лислом (Lisle, 1977). Данный метод может быть использован для любых деформированных пород, содержащих включения эллиптической или близкой к ней формы, например, гальки в конгломератах, оолиты и другие. Предполагается, что выбранные индикаторы деформации изначально имели эллиптическую форму и не обладали предпочтительной начальной ориентировкой. Для получения корректных результатов необходимо, чтобы включения деформировались гомогенно с матриком, иными словами, контраст вязкости между матриком и включениями должен быть минимален. Конечная ориентировка включений определяется начальной формой и ориентировкой, интенсивностью деформации, направлением течения матрикса, контрастом вязкости между матриком и частицей (Dunnett, 1969; De Paor, 1988). Также влияет то, взаимодействуют ли включения друг с другом. Соприкосновение включений мешает их перемещению и вращению, что может занижить конечные величины деформации, но делает ориентировку включений стабильнее, и фиксирует главную деформацию. Разобщенные включения же отражают скорее более поздние и слабые деформации.

Метод основан на измерении осевых отношений эллиптических объектов (R_f) и ориентировки их длинной оси (φ') относительно заданного направления (рис. 21). Эти параметры связаны функциональной зависимостью с осевым отношением (R_s) и ориентировкой эллипса деформации в данном сечении (φ), а также с начальным осевым отношением включений (R_i) и их ориентировкой (θ). Таким образом, нахождение эллипса деформации в данном сечении является математической задачей:

$$\tan 2\varphi' = \frac{2R_s(R_i^2 - 1)\sin 2\theta}{(R_i^2 + 1)(R_s^2 - 1) + (R_i^2 - 1)(R_s^2 + 1)\cos 2\theta} \quad (1);$$

$$R_f = \left[\frac{\tan 2\varphi(1 + R_i^2 \tan^2 \theta) - R_s^2 (\tan^2 \theta + R_i^2)}{R_s^2 \tan^2 \varphi (\tan^2 \theta + R_i^2) - (1 + R_i^2 \tan^2 \theta)} \right]^{1/2} \quad (2) \text{ (Ramsay, 1967).}$$

Кроме математических решений, в которых обычно используется матричная алгебра, также применяются графические методы. Первоначально для нанесения переменных осевых отношений и ориентировок длинной оси использовались прямоугольные координаты (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969). Д. Эллиот (Elliott, 1970) предложил «полярные диаграммы», на которых от оси абсцисс против хода часовой стрелки откладывается удвоенный угол между абсциссой и длинной осью эллипса, а радиус, проведенный из начала координат в полученном направлении, есть натуральный логарифм осевого отношения, отложенный в принятом масштабе. Точка в конце этого радиуса характеризует форму и ориентировку эллипса.

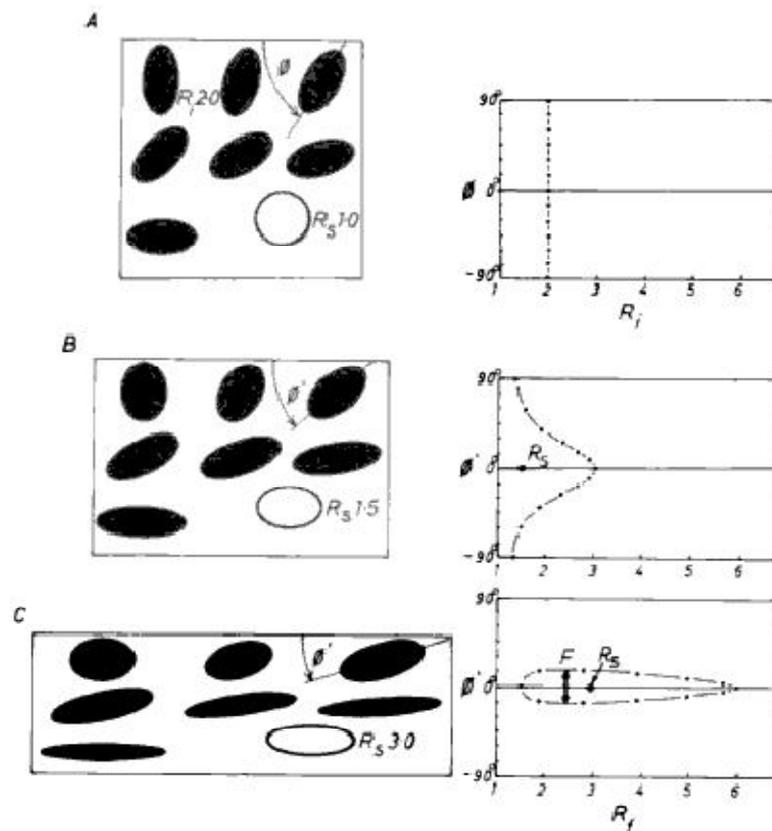


Рис. 21. Результат деформации породы с включениями эллиптической формы. А - додеформационное состояние, зерна характеризуются первоначальной ориентировкой θ и осевым отношением R_i . В, С – состояние после деформации. Включения приобретают новую ориентировку φ' и меняется их осевое отношение – R_f (Ramsay, Huber, 1987).

Для корректного расчета необходимо найти осевые отношения и ориентировки длинной оси 50 – 100 объектов. На первом этапе производится расчет средней ориентировки оси эллипса деформации. Через полученную точку на диаграмме проводятся перпендикулярные прямые, делящую выборку на 4 области, в каждой из которых подсчитывается число объектов и затем вычисляется индекс симметричности. Высокие индексы симметричности подтверждают предположение об отсутствии первоначальной предпочтительной ориентировки включений, низкие же указывают на упорядоченную изначальную структуру, что дает ценную информацию при изучении пород.

Следует отметить, что применяя метод Rf/φ' для кливажированных пород, необходимо учитывать изменение объема, что достигается путем включения в эллипс теней давления.

2.3 Последовательность операций при подготовке и обработке данных

Для оценки деформации была отобрана серия ориентированных образцов песчаников кокдзотской свиты. Все точки отбора имеют GPS-привязку. Для каждого образца измеряются элементы залегания структурных элементов: кливажа, слоистости, линейности. Так как ориентированные образцы отбирались из кливажированных пород, учитывалось предположение об ортогональности оси сжатия плоскости кливажа, которая и являлась ориентированной плоскостью в образце, что в дальнейшем облегчает определение главных сечений.

Из каждого образца изготавливается три взаимно перпендикулярных шлифа, каждый шлиф привязывается относительно ориентированной плоскости и маркируется (рис. 22).

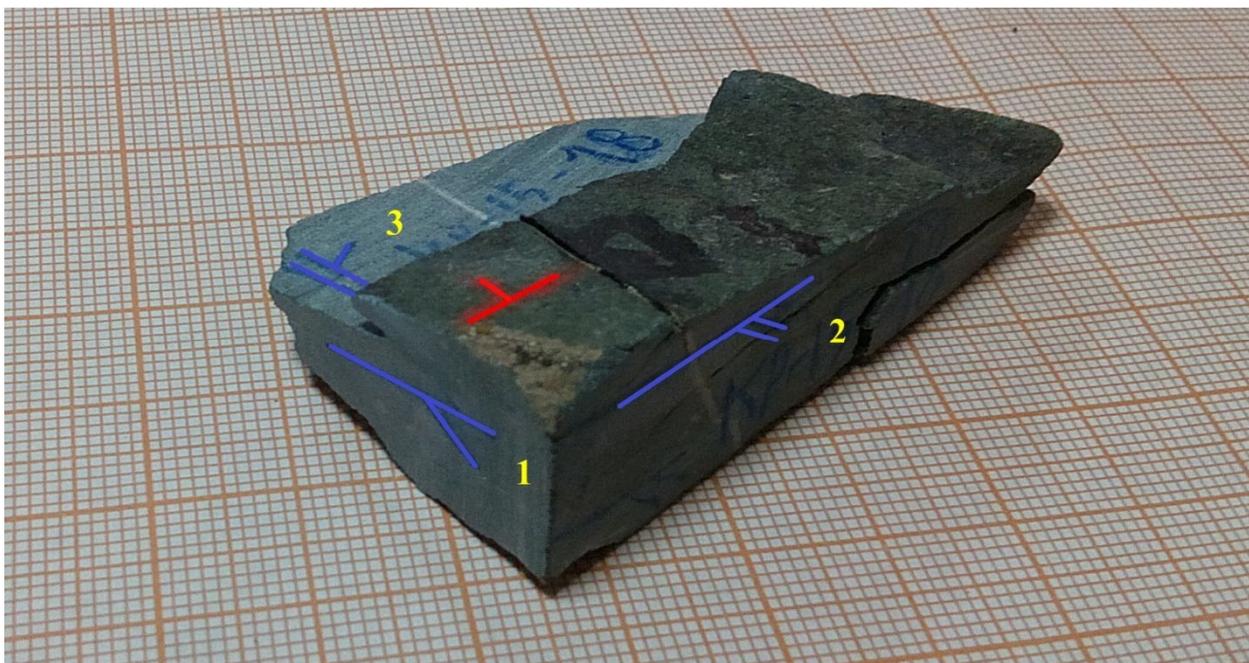


Рис. 22. Схема распиловки ориентированного образца на три взаимно перпендикулярных шлифа. Показана ориентированная плоскость, расположение шлифов и их маркировка (цифра отмечает номер плоскости в наименовании шлифа).

На следующем этапе проводится петрографическое изучение пород для определения их текстурных и структурных характеристик, определения их минерального и гранулометрического состава, а также на предмет присутствия кинематических индикаторов и оценки однородности деформации.

Исследуемые в работе породы кокджотской серии относятся к мелкозернистым и среднезернистым метапесчаникам (рис. 5, 11, 12). Зерна характеризуются отсутствием предпочтительной первоначальной ориентировки. В минеральном составе преобладает кварц, зерна которого составляют до 70% всех сохранившихся обломочных зерен. В цементе присутствуют хлорит – до 20%, серицит, в обломочной фракции - плагиоклазы, рудные минералы – магнетит, пирит. Поскольку в минеральном составе преобладает кварц, именно кварцевые зерна были выбраны в качестве индикаторов деформации. Вокруг зерен кварца нередко наблюдаются тени давления сложенные хлоритом. Породы подверглись метаморфизму не выше фации зеленых сланцев. Присутствуют новообразованные зерна, признаки растворения под давлением и перекристаллизации. Песчаники содержат значительное количество глинисто-хлоритового матрикса и кварцевые зерна почти не соприкасаются друг с другом.

На дальнейшем этапе работы необходимо произвести аппроксимацию кварцевых зерен эллипсами (рис. 23). Для выполнения этой задачи были сделаны цифровые фотографии шлифов, в среднем делается 4 фотографии на каждый шлиф с перекрытием порядка 20%, для охвата большей площади, которые затем комбинировались в одно изображение с помощью функции Photomerge в Adobe Photoshop.

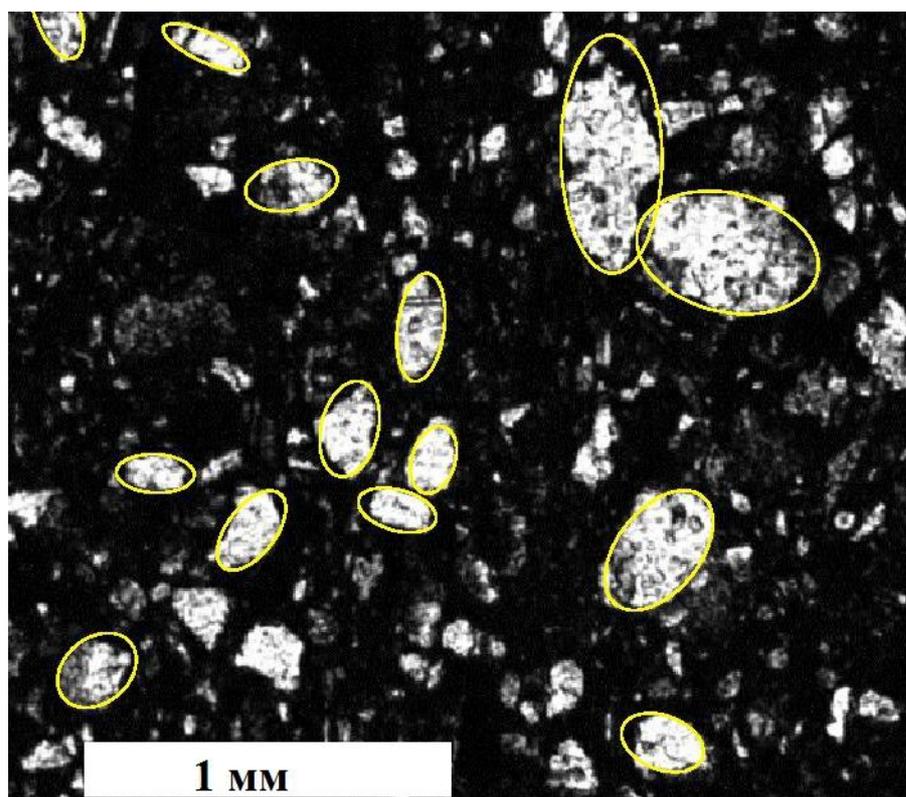


Рис. 23. Фрагмент микрофотографии шлифа КР-15-18-1, кварцевые зерна оконтурены эллипсами.

Аппроксимация зерен выполнена в программе AutoCAD, что позволило создать для каждой плоскости набор эллипсов с известными осевыми отношениями, положением центра зерна, а также включить в эллипс тени давления. Количество объектов составляет 150-200 в каждом шлифе. В дальнейшем эти данные используются для расчета эллипса деформации различными методами, кроме того, отпадает необходимость производить аппроксимацию зерен в данном сечении для каждого используемого метода. Для получения параметров эллипсов использовалась программа Micromine, осуществляющая корректную конвертацию DXF-файлов в SHP, которые затем использовались как входной файл для пакета модулей PolyLX (разработчик Ondrej Lexa), работающего в среде MATLAB. В данной работе метापесчаники

кокжотской свиты изучены методами Rf/φ' (рис. 24), традиционным методом Фрая (рис. 20, а) и его модификацией NFry (рис. 20, б).

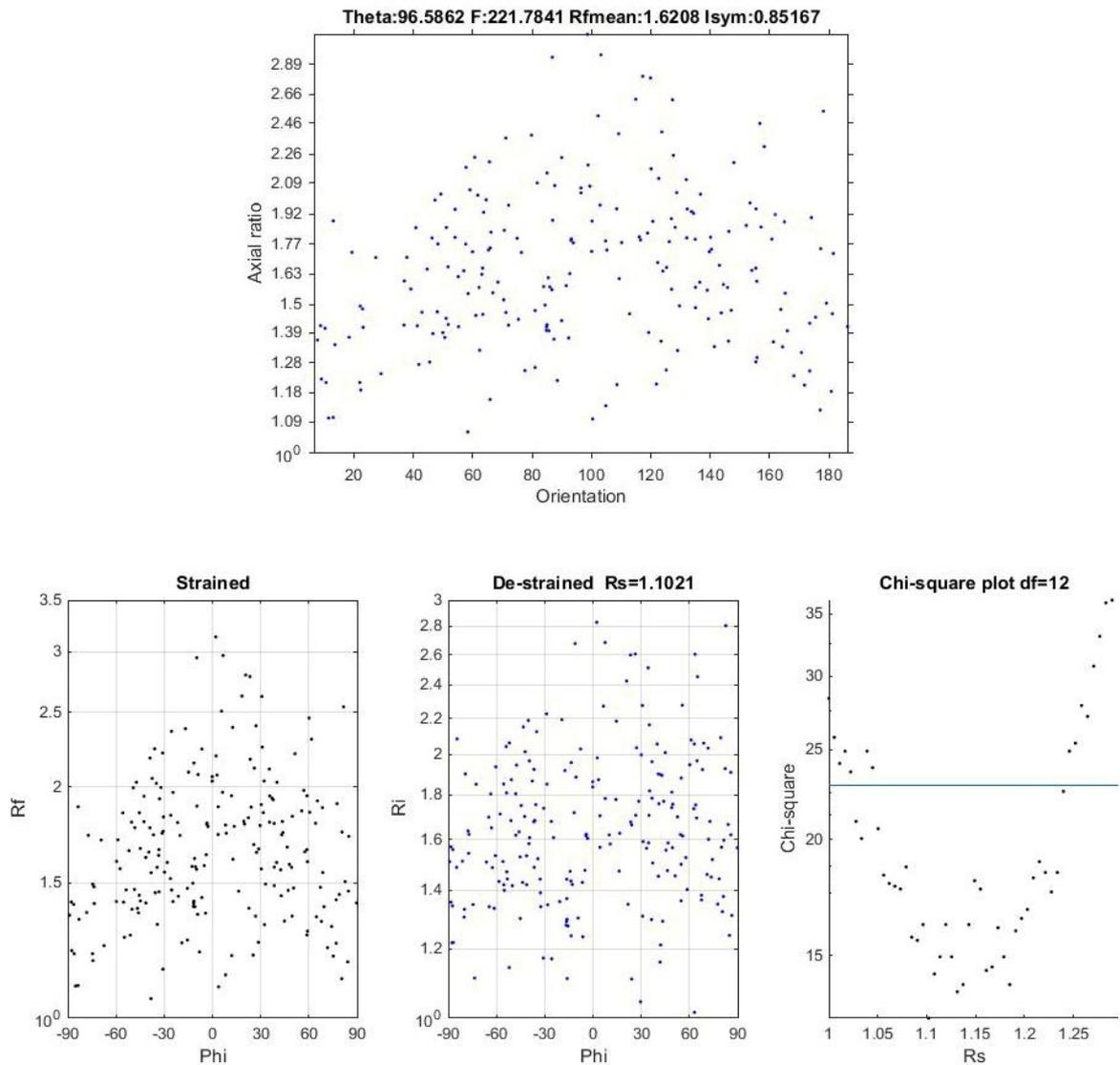


Рис. 24. Графики, получаемые методом Rf/φ' (шлиф МР-16-29-1). Верхний график: стандартный график зависимости Rf/φ' . Нижние графики: оценка величины осевого отношения для вычисленной ориентировки длинной оси эллипсоида. Дана ориентировка длинной оси эллипса деформации (Θ), осевое отношение (R_s), индекс симметричности (I_{sym}).

Зная пространственное положение изученных плоскостей, и вычислив ориентировку осей эллипса деформации на плоскости, их можно вынести на стереографическую сетку и восстановить эллипсоид деформации. Оси эллипсов были вынесены на стереографическую проекцию в программе StereoNet, затем

осуществляется поворот проекции в «природное» положение, тем самым получена строгая пространственная привязка осей эллипсов. Их сферические координаты и осевые отношения использовались как входные данные для программы STRAIN3D М. Брендона для восстановления эллипсоида деформации по методу (Owens, 1984).

2.4 Результаты количественной оценки деформации

Для количественной оценки деформации пород метаморфического комплекса хребта Малый Каратау были отобраны ориентированные образцы по профилю в Большекараройской долине (рис. 10), а также с крыльев и шарнирных зон крупной наклонной складки в зоне перехода от измененных пород к практически неметаморфизованным. Часть ориентированных образцов (11 образцов) были отобраны А.К. Худолеем в ходе полевых наблюдений 2015 года, остальные образцы отбирались автором в 2016 году. Всего изучено 27 образцов, для каждого изготовлено и изучено 3 взаимно перпендикулярных шлифа – всего 81 шлиф. По результатам петрографического наблюдения выяснилось, что 6 образцов не подходят для изучения методами стрейн-анализа, за счет отсутствия достаточного количества кварцевых зерен или же изменения вторичными процессами в такой степени, что становится невозможным определение центра зерна и его формы.

Все, удовлетворяющие поставленным задачам, образцы были изучены методами стрейн-анализа, а именно традиционным методом Фрая, его модификацией NFry и методом Rf/ϕ' . В каждом шлифе изучено 150-200 объектов. Метод Фрая оценивает деформацию породы в целом, а метод Rf/ϕ' производит оценку деформации по включениям, поэтому итоговые результаты отличаются.

Проведенные измерения показали, что величина наибольшего осевого отношения (R_{xz}) варьирует от 1,8 до 4,1, а параметр Флинна от 0,04 до 16,1 (рис. 25, А) для метода Фрая. Метод Rf/ϕ' дает величины осевого отношения R_{xz} от 1,3 до 7, параметр Флинна варьирует в пределах от 0,2 до 7,9 (рис. 25, Б). Таким образом, форма эллипсоида деформации без видимой закономерности меняется от сплюснутого эллипсоида до сигарообразного.

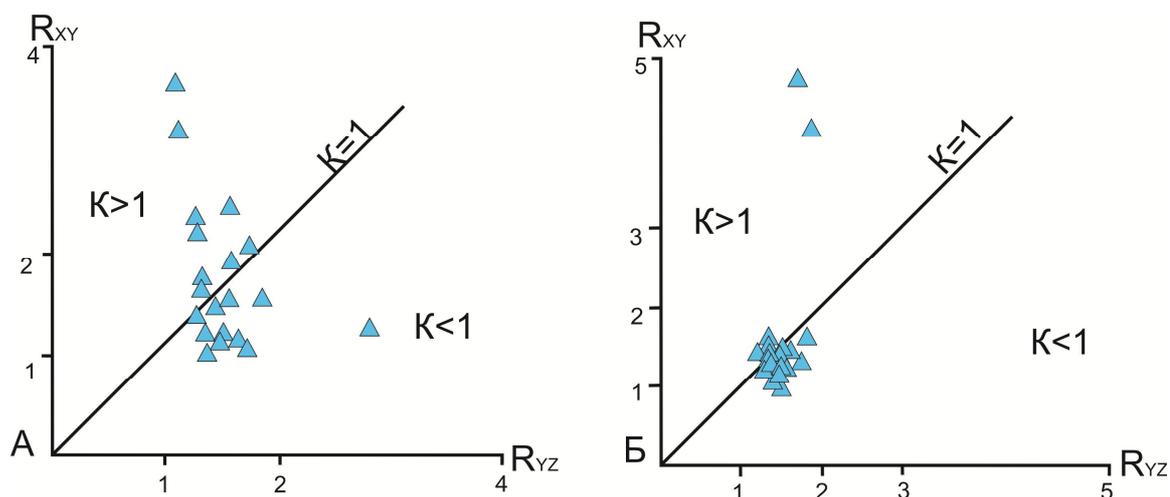


Рис. 25. Диаграмма Флинна с нанесенными результатами для пород кокджотской серии: А – по методу Фрая; Б – по методу Rf/φ' .

Значительный разброс параметров эллипсоидов деформации и отсутствие закономерности в изменении их характеристик необычно для складчато-надвиговых регионов. По этой причине был выполнен контроль качества проведенных измерений отношений главных осей эллипсов деформации на плоскости – для трех взаимно перпендикулярных сечений эллипсоида, включая главные сечения эллипсоида деформации, выполняется уравнение:

$$\frac{X}{Y} \cdot \frac{Y}{Z} \cdot \frac{Z}{X} = 1 \quad (3) \text{ (Ramsay, 1967).}$$

На основании этой проверки часть образцов (рис. 26, 27) была отбракована, при этом результат расчета от 0,9 до 1,2 считается допустимым в пределах погрешности. Главные оси эллипсоидов, соответствующих критериям проверки, нанесены на схематическую геологическую карту (рис. 28, 29).

Величины главных осей эллипсоидов деформации, прошедших контроль качества, представлены в таблицах 1, 2. Для метода Фрая величина наибольшего осевого отношения (R_{XZ}) варьирует от 1,8 до 4,0, а параметр Флинна от 0,1 до 16,1 (таблица 2). Метод Rf/φ' дает величины осевого отношения R_{XZ} от 1,3 до 7, параметр Флинна варьирует в пределах от 0,5 до 7,8 (таблица 1). Форма эллипсоидов деформации, полученных методами Фрая и Rf/φ' , противоположна. Общая закономерность наблюдается в нарастании величин деформации по мере приближения к ядрам складок, и их уменьшении к периферии.

Таблица 1. Величины главных осей эллипсоидов деформации, полученных методом Rf/φ' . R_{XZ} – осевое отношение длинной (X) и короткой (Z) оси.

| № образца | Величины главных осей эллипсоида деформации | | | R_{XZ} | Параметр Флинна, К |
|-----------|---------------------------------------------|-----|-----|----------|--------------------|
| | X | Y | Z | | |
| КР-15-10 | 1,3 | 1,0 | 0,8 | 1,6 | 1,4 |
| КР-15-13 | 1,2 | 1,1 | 0,8 | 1,5 | 0,5 |
| КР-15-14 | 3,0 | 0,7 | 0,5 | 6,7 | 5,0 |
| КР-15-17 | 1,4 | 0,9 | 0,8 | 1,8 | 2,5 |
| КР-15-18 | 3,2 | 0,7 | 0,5 | 7,0 | 7,8 |
| КР-15-20 | 1,3 | 0,9 | 0,8 | 1,6 | 2,5 |
| КР-15-26 | 1,2 | 1,0 | 0,8 | 1,4 | 0,7 |
| МР-16-29 | 1,1 | 1,0 | 0,9 | 1,3 | 1,0 |
| МР-16-31 | 1,3 | 1,0 | 0,8 | 1,7 | 1,4 |
| МР-16-34 | 1,2 | 1,0 | 0,9 | 1,5 | 2,6 |
| МР-16-39 | 1,2 | 1,0 | 0,8 | 1,4 | 1,3 |
| МР-16-54 | 1,6 | 1,0 | 0,6 | 2,4 | 0,9 |
| МР-16-57 | 1,2 | 1,0 | 0,9 | 1,4 | 0,7 |

Таблица 2. Величины главных осей эллипсоидов деформации, полученных методом Фрая. R_{XZ} – осевое отношение длинной (X) и короткой (Z) оси.

| № образца | Величины главных осей эллипсоида деформации | | | R_{XZ} | Параметр Флинна, К |
|-----------|---------------------------------------------|-----|-----|----------|--------------------|
| | X | Y | Z | | |
| КР-15-10 | 1,2 | 1,2 | 0,7 | 1,8 | 0,04 |
| КР-15-18 | 2,5 | 0,7 | 0,6 | 4,1 | 16,1 |
| КР-15-20 | 2,2 | 0,9 | 0,5 | 4,0 | 2,41 |
| МР-16-29 | 2,0 | 1,0 | 0,5 | 3,7 | 1,3 |
| МР-16-34 | 1,7 | 1,1 | 0,6 | 3,0 | 0,6 |
| МР-16-39 | 1,6 | 1,0 | 0,6 | 2,5 | 0,9 |
| МР-16-54 | 1,5 | 0,9 | 0,7 | 2,2 | 1,9 |

| | | | | | |
|----------|-----|-----|-----|-----|-----|
| MP-16-56 | 1,2 | 1,1 | 0,8 | 1,5 | 0,1 |
| MP-16-57 | 1,4 | 1,0 | 0,8 | 1,8 | 1,3 |

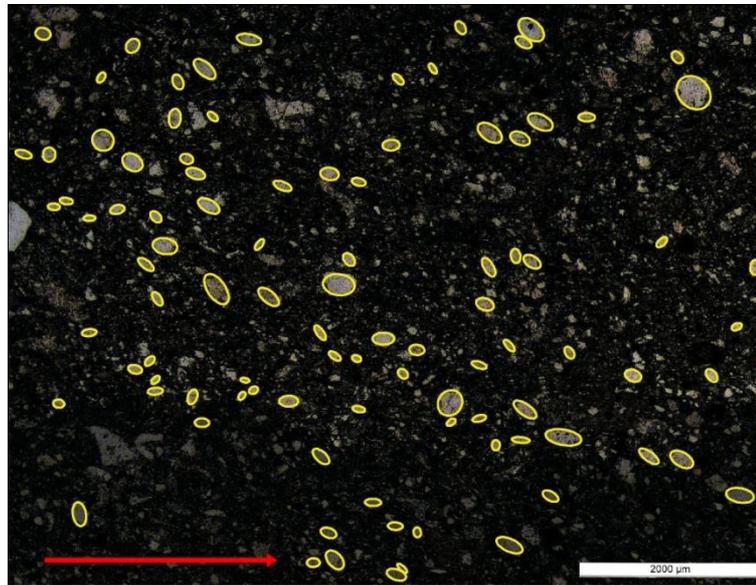


Рис. 26. Фрагмент микрофотографии шлифа MP-16-33-1, образец не удовлетворяет уравнению. Кварцевые зерна оконтурены эллипсами. Направление падения указано стрелкой.

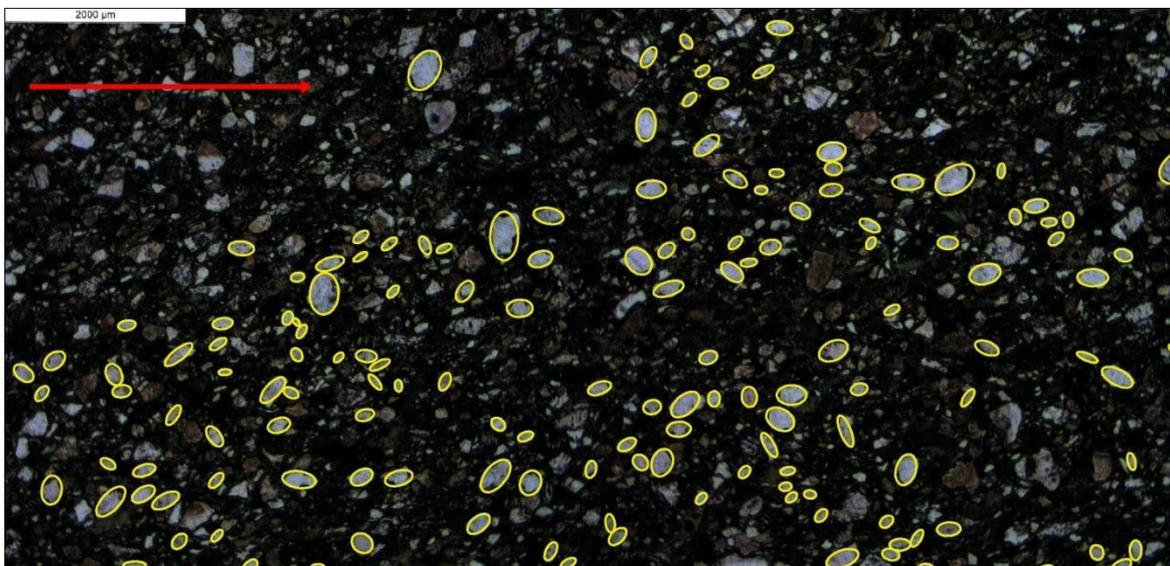


Рис. 27. Фрагмент микрофотографии шлифа MP-16-56-1, образец удовлетворяет уравнению. Кварцевые зерна оконтурены эллипсами. Направление падения указано стрелкой.

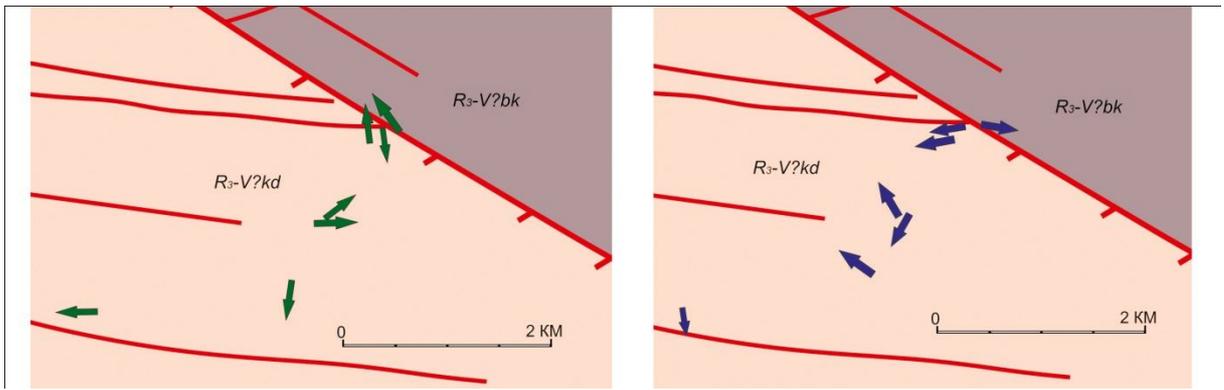


Рис. 28. Пространственная ориентировка длинных (зеленые стрелки) и коротких (синие стрелки) осей эллипсоидов деформации (метод Фрая). Стрелка указывает направление погружения оси эллипсоида.

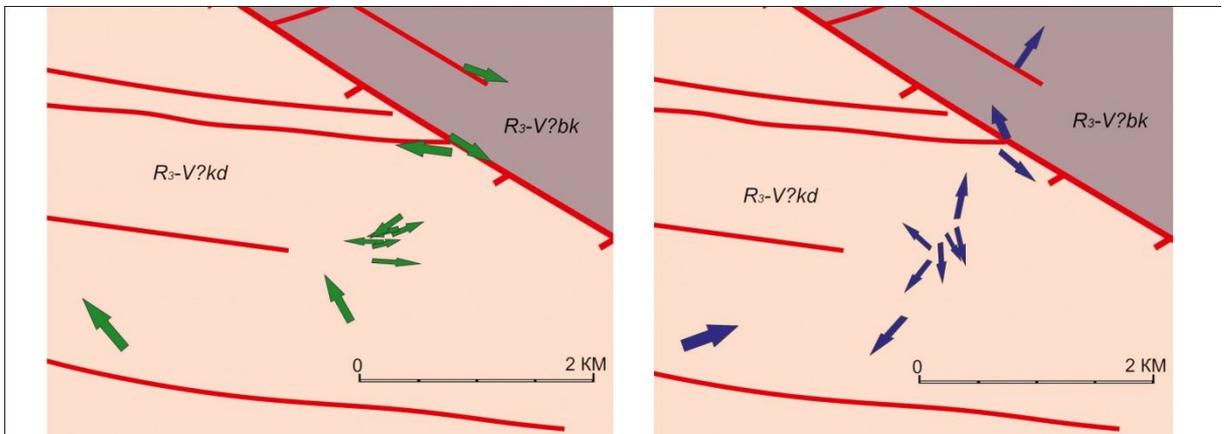


Рис. 29. Пространственная ориентировка длинных (зеленые стрелки) и коротких (синие стрелки) осей эллипсоидов деформации (метод Rf/φ'). Стрелка указывает направление погружения оси эллипсоида.

Длинные оси эллипсоидов деформации (X), полученных методом Фрая ориентированы поперек простираения структуры и имеют пологие углы погружения, оси сжатия ортогональны кливажу. Ось растяжения эллипсоидов деформации (X), полученных методом Rf/φ' , примерно параллельна шарнирам складок, подобная картина сходна с соседним Таласским Алатау (Худолей, Семилеткин, 1992; Войтенко, Худолей, 2008; Voytenko, Khudoley, 2012). Ось сжатия (Z) в эллипсоидах деформации ориентирована примерно перпендикулярно кливажу. Угол между осью и плоскостью кливажа составляет в среднем 70-80 градусов. Величины деформации, полученные методом Фрая, в целом больше, чем аналогичные значения по методу Rf/φ' , что логично, так как измерения по методу Фрая в большей степени учитывают деформацию матрикса, чем измерения по методу Rf/φ' .

Параметры эллипсоидов деформации в образцах с крыльев и шарнирных зон крупной наклонной складки в зоне переходных пород от метаморфизованных к практически неизменным также отличаются (рис. 30). Практически идентичные результаты получены для образца МР-16-54, отобранного на удалении от остальных, в котором практически отсутствуют признаки метаморфизма (рис. 31), а ось сжатия ортогональна кливажу.

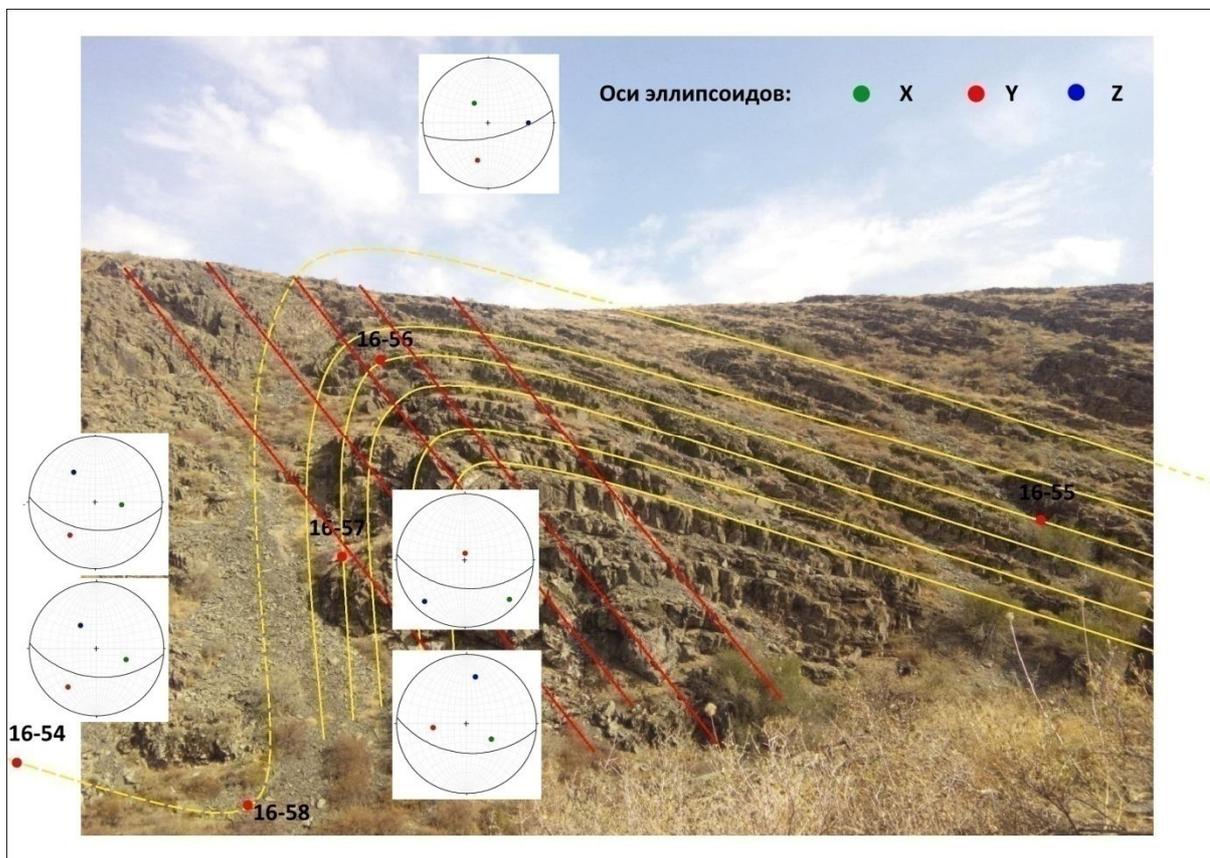


Рис. 30. Точки отбора ориентированных образцов с различных участков складки в зоне переходных пород. Вид в разрезе. На азимутальные проекции (сетка Шмидта, нижняя полусфера) вынесены главные оси эллипсоидов деформации. Верхние проекции соответствуют результатам по методу Фрая, нижние проекции – результатам Rf/φ' метода. Для образца МР-16-56 представлены результаты только по методу Фрая.

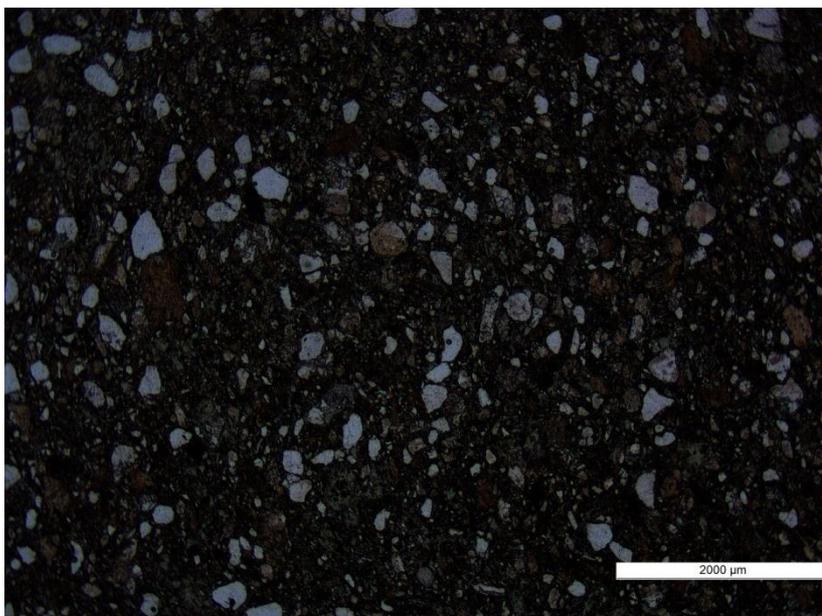


Рис. 31. Микрофотография шлифа МР-16-54-1.

Во всех прочих случаях породы претерпели более интенсивный метаморфизм, что, несомненно, сказывается на результатах. Увеличение степени преобразований отмечается в образце МР-16-57 в подвернутом крыле, а максимальные изменения наблюдаются в образце МР-16-58 из шарнирной зоны складки (рис. 32). В данном образце наблюдается интенсивная перекристаллизация и кливаж плейчатости, что говорит о наложенном характере деформаций.

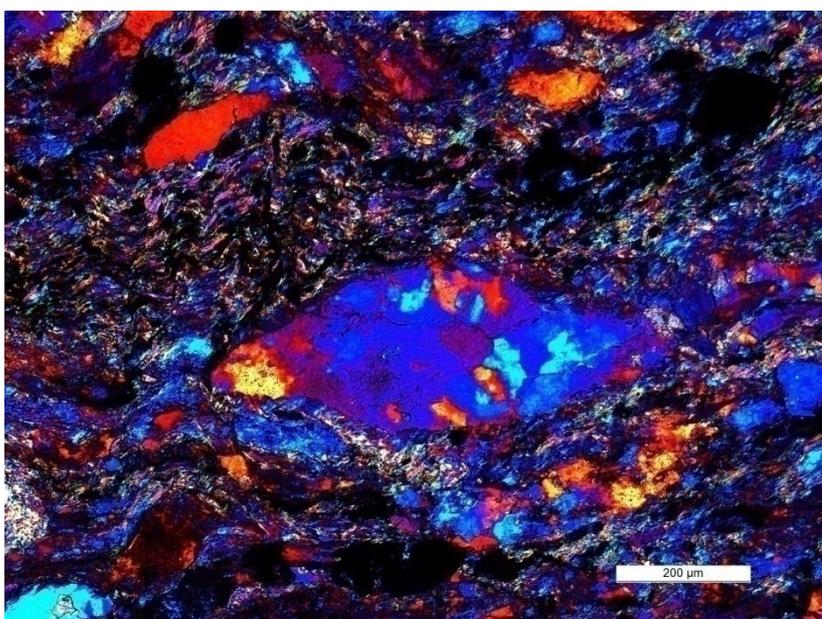


Рис. 32. Фрагмент шлифа МР-16-58-1. Фотография сделана с пластинкой λ .

Метаморфические преобразования проявлены только в породах кокджотской серии, по мере перехода к толщам большекаройской свиты, они убывают и сходят на нет. Выше указывался позднеордовикский (каледонский) возраст метаморфизма, он тесно связан со складчатыми деформациями и развитием кливажа, что позволяет говорить о каледонском возрасте стрейна и пластичных деформаций.

Существующие отличия в результатах, полученных разными методами, можно объяснить чувствительностью метода к тому или иному типу деформаций. Невыдержанность параметров эллипсоида деформации в своем пространственном распределении вероятнее всего отражает неустойчивость механизма пластических деформаций на региональном уровне, о чем также свидетельствует неравномерность метаморфических преобразований и степени деформированности пород.

Изучение кливажа на микроуровне показало неравномерное проявление кливажных зон на микроуровне, а также наличие его разных морфологических типов: кливажа агрегатного типа (прерывистого) (рис. 11), кливажа плейчатости (рис. 32), проникающего межзернового (непрерывного) кливажа.

Фиксируется изменение формы маркеров деформации.

Тени давления в изученных индикаторах деформации проявляются неравномерно. В части образцов они не проявлены, в других же образцах они выражены неотчетливо, изогнуты, сложены хлоритом. Поскольку в породах кокджотской серии интенсивно развит кливаж, подобная ситуация, наряду с большими значениями осевых отношений R_{XZ} , может указывать на неравномерный вынос и переотложение вещества, что сказывается на величинах деформации.

Как говорилось выше, для метода Rf/ϕ' критично расположение зерен в породе. Соприкосновение включений мешает их перемещению и вращению, делает ориентировку включений стабильнее и фиксирует главную деформацию, а разобщенные включения отражают скорее более поздние и слабые деформации. В песчаниках кокджотской исследуемые индикаторы деформации (кварцевые зерна) плавают в цементе, практически не соприкасаясь друг с другом. Вероятно, результаты, полученные методом Rf/ϕ' фиксируют более поздние этапы каледонских деформаций, связанных со смятием существующих складок и кливажа в результате сдвиговых подвижек. Результаты, полученные методом Фрая, отражают главную фазу каледонских деформаций – складкообразование и формирование кливажа при растворении под давлением.

Глава 3. Реконструкция палеонапряжений

Изучением физических условий и механизмов возникновения тектонических нарушений занимается тектонофизика. Основы тектонофизических исследований были заложены в работах М.В. Гзовского (1975). Методы тектонофизического анализа нарушений для реконструкции полей напряжений рассмотрены в работах О.И. Гущенко (1979), В.Д. Парфенова (Парфенов, Парфенова, 1980), Ж. Анжелье (Angelier, 1984), Ю.Л. Ребецкого (2003, 2007) и других.

Под полем напряжений принято понимать всю совокупность напряжений, действующих в объеме твердого тела. Возникновение поля напряжений обусловлено деформациями и напряженным состоянием земной коры, которыми определяются тектонические перемещения, магматические и метаморфические процессы, характер формирования складчатых и разрывных форм в каждом конкретном регионе. Изучение полей напряжения приводит к пониманию закономерностей формирования структуры земной коры, что является базовой задачей тектонических исследований.

В работе приведены результаты реконструкции поля палеонапряжений метаморфического комплекса хребта Малый Каратау, чья тектоническая история еще не до конца изучена.

3.1 Описание используемых кинематических индикаторов и методов реконструкции палеонапряжений

Породы кокджотской серии Малого Каратау характеризуются широким распространением мелких присдвигорвых складках с крутопадающими шарнирами, S-образной и Z-образной формы (рис. 34), встречающихся на каждом участке наблюдения. Как правило, оценка поля напряжений производится на основе замеров трещин или борозд скольжения в естественных обнажениях, использование складчатых форм для этих целей редко и обычно лишь дополняет исследования. Нормаль к шарниру складки можно рассматривать как аналог борозды скольжения и использовать в расчетах (рис. 33).

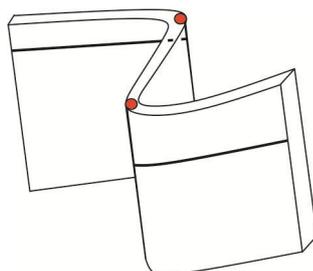


Рис. 33. Перпендикуляры к шарнирам складки.

Замеры производились на трех участках (рис. 36): **участок 1** – расположен в юго-восточной части плато Кокджот (23 замера), **участок 2** расположен в Большекаройской долине, ближе к центральной части блока (20 замеров), **участок 3** – на северо-западе плато Кокджот (12 замеров), в зоне перехода от измененных пород к практически неметаморфизованным.

Для расчета параметров поля напряжений на участках изучения использовались программы FaultKin и StressGeol.

Программа StressGeol разработана Ю.Л. Ребецким (ИФЗ РАН), ее алгоритм реконструкции палеонапряжений базируется на методе катакластического анализа совокупности разрывных нарушений (Ребецкий, 2003, 2007). Метод использует общие энергетические положения современной теории пластичности при расчете параметров тензора напряжений. Полученный тензор напряжений характеризует поле напряжений в заданной точке – локальное стресс-состояние. Важным достоинством программы является возможность разбивки имеющейся базы данных на однородные выборки, отвечающие разным этапам деформаций.

Замеры, объединенные в выборку, проходят ряд итераций (циклов расчетов) на предмет удовлетворения каждого замера рассчитанным параметрам тензора напряжений. Не удовлетворяющие параметрам замеры исключаются из дальнейшего расчета. При выделении только одного этапа деформации дальнейших итераций не производится. После формирования однородной выборки для каждого выделенного этапа строятся итоговые диаграммы и рассчитываются окончательные параметры тензора напряжений.

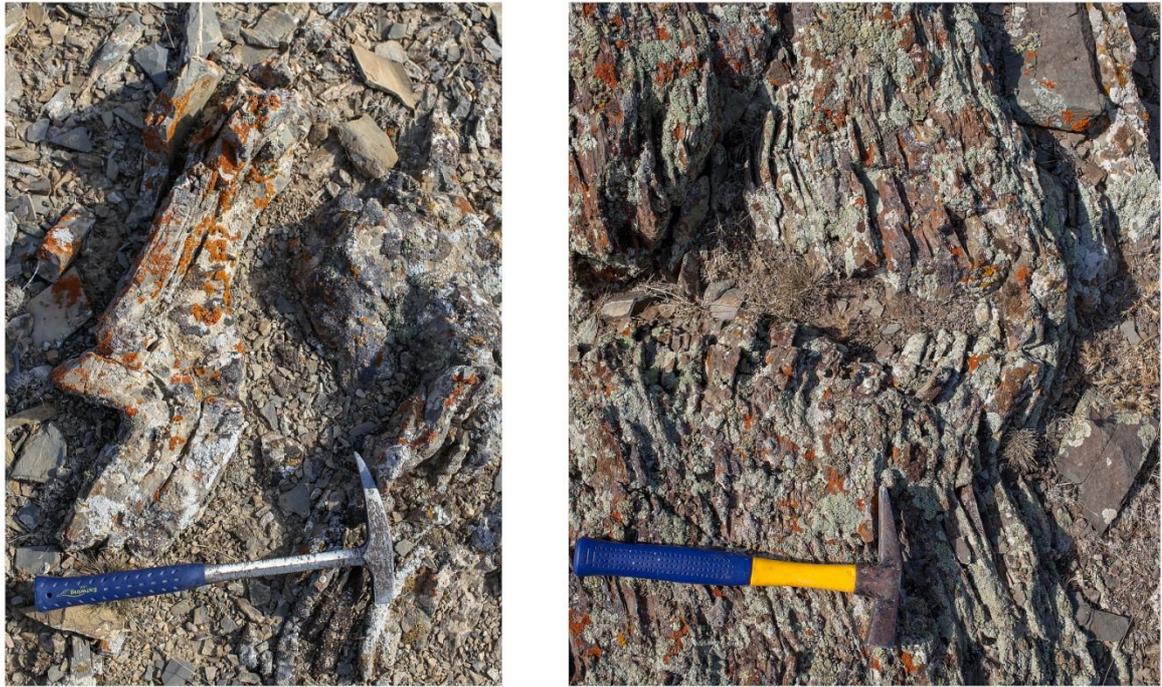


Рис. 34. Примеры S- и Z-образных складок с субвертикальными шарнирами. Вид в плане.

На рис. 35 представлены результаты расчетов параметров поля напряжений для серии замеров в Большекарной долине. Свыше 90% замеров (как и на остальных участках изучения) формирует однородную выборку, что обуславливает выделение одного этапа деформации для данного типа кинематических индикаторов.

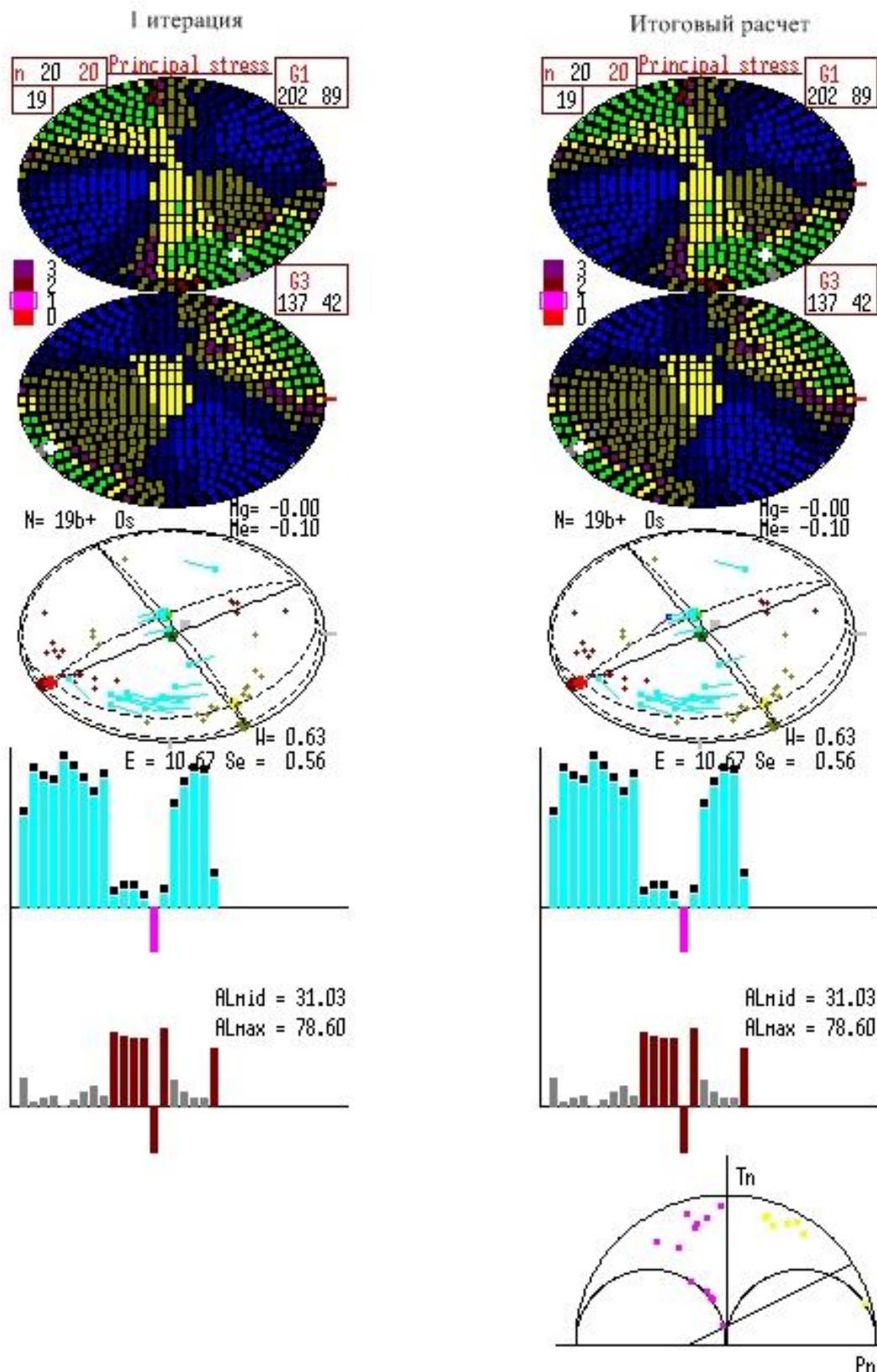


Рис. 35. Результаты итерационных циклов для замеров, сделанных на участке в Большекарройской долине. В верхнем левом углу – число замеров в исходной выборке (n) и число сколов, формирующих однородную выборку. На полусферах отображены области наиболее вероятного положения осей напряжения (зеленый цвет – наибольшая

вероятность, синий – наименьшая). Положение оси растяжения указано на верхней проекции, положение оси сжатия – на нижней. Под полусферами слева указано число замеров, удовлетворяющих рассчитанным параметрам напряжения (N), справа – коэффициент Лоде-Надаи (μ).

Программа FaultKin создана Р. Альмендингером (Allmendinger et al., 2012; Marrett, Allmendinger, 1990), и представляет собой реализацию метода квазиглавных напряжений, позволяющего восстановить положение осей напряжения на основе борозд скольжения, возникающих при формировании трещин и разломов, и фиксирующих направление перемещения. Он основывается на критериях прочности по наибольшим касательным напряжениям. Разработкой метода независимо друг от друга занимались В.Д. Парфенов (Парфенов, Парфенова, 1980; Парфенов, 1984) и Ж. Анжелье (Angelier, 1984). Вначале выполняется построение осей напряжения на азимутальных проекциях для локальных замеров (квазиглавные напряжения), затем, посредством статистической обработки, вычисляется истинное положение осей напряжения.

3.2 Результаты реконструкции поля палеонапряжений

Ориентировки главных осей напряжений полученные с помощью программ FaultKin и StressGeol дают близкие результаты (таблица 3). Поскольку обе программы в расчетах используют различные теоретические модели, это свидетельствует об однородности выборок. При расчете локального стресс-состояния для каждого участка в программе StressGeol было использовано подавляющее число замеров (более 90% замеров по каждому участку формируют однородные выборки), что обосновывает выделение одного этапа деформирования для каждого участка. Поскольку программа FaultKin позволяет объединять в выборку произвольные замеры, в дальнейших построениях акцент сделан на результатах, полученных с помощью программы StressGeol.

Таблица 3. Ориентировка главных осей, рассчитанных для участков 1, 2, 3 в программах FaultKin и StressGeol. σ_1 – ось максимального растяжения, σ_2 – промежуточная ось и σ_3 – ось максимального сжатия.

| Участок | σ | Ориентировка главных осей | |
|---------|----------|---------------------------|------------|
| | | FaultKin | StressGeol |
| | | | |

| | | Азимут погружения | Угол погружения | Азимут погружения | Угол погружения |
|---|------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|
| 1 | σ_1 | 207 | 21 | 71 | 17 |
| | σ_2 | 341 | 61 | 270 | 72 |
| | σ_3 | 109 | 19 | 163 | 6 |
| 2 | σ_1 | 151 | 21 | 148 | 17 |
| | σ_2 | 20 | 61 | 348 | 72 |
| | σ_3 | 249 | 20 | 240 | 6 |
| 3 | σ_1 | 170 | 45 | 173 | 42 |
| | σ_2 | 359 | 45 | 1 | 48 |
| | σ_3 | 265 | 4 | 266 | 4 |

Полученные данные по каждому участку вынесены на стереографические проекции (сетка Шмидта, нижняя полусфера) и представлены на рис. 34. Поле палеонапряжений реконструированное на всех трех участках определяется доминирующей ролью сдвиговой тектоники, на которую указывает пологая до субгоризонтальной ориентировка осей сжатия и растяжения, а также значения коэффициента Лоде-Надаи близкие к 0, что отвечает обстановке простого сдвига (таблица 4).

Таблица 4. Значения коэффициентов Лоде-Надаи, полученных для разных участков в программе StressGeol.

| Участок | Коэффициент Лоде-Надаи, μ |
|---------|-------------------------------|
| 1 | -0,14 |
| 2 | -0,10 |
| 3 | -0,07 |

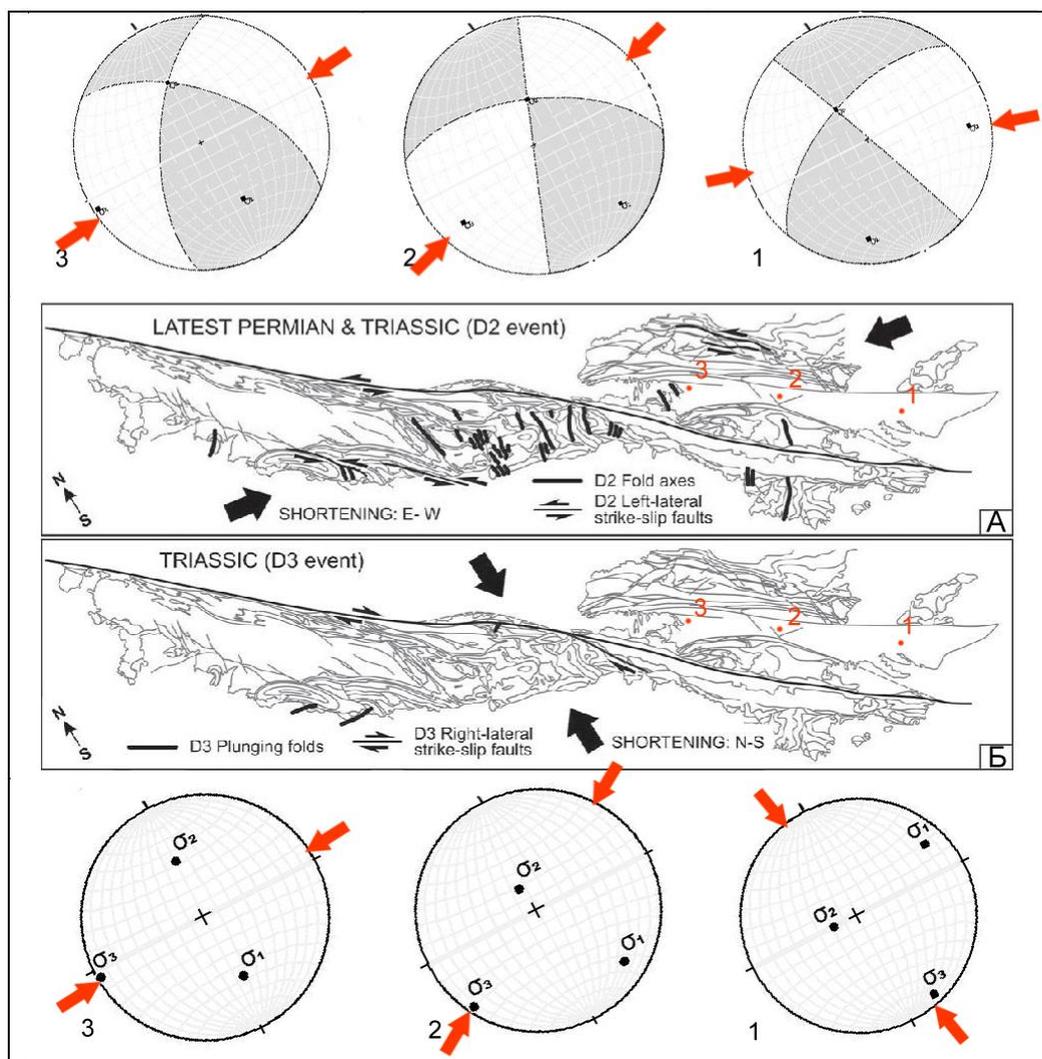


Рис. 36. Направление укорочения во время событий D2, D3 по (Alexeiev et al., 2009) с дополнениями по (Рекашова, Москаленко, 2017). На стереограммы вынесена ориентировка главных осей, рассчитанных для участков 1, 2, 3 в программах FaultKin (верхний ряд) и StressGeol (нижний ряд). σ_1 – ось максимального растяжения, σ_2 – промежуточная ось и σ_3 – ось максимального сжатия. Красными цифрами 1-3 обозначены номера участков, красные стрелки указывают направление сжатия.

Оси главных напряжений по участкам 2 и 3 имеют сходную ориентировку. Ось растяжения имеет ЮЮВ – ССЗ простирание, ось сжатия ЗЮЗ – ВСВ простирание. Ориентировка главных осей напряжений по участку 1 существенно отличается, выявленное здесь локальное стресс-состояние характеризуется ССЗ-ЮЮВ сжатием и СВ-ЮЗ растяжением. Из этого следует предположение, что палеонапряжения на участке 1 и на участках 2 – 3 соответствуют различным этапам деформации.

Согласно существующим реконструкциям (Alexeiev et al., 2009), подобная

ориентировка главных осей напряжения отражает герцинский этап существования блока (рис. 36). Таким образом, на изученной территории по результатам реконструкции палеонапряжений можно выделить два этапа деформаций. Первый этап устанавливается на участках 2 и 3, он характеризуется сжатием ЮЗ-СВ направления с доминирующей ролью сдвиговой тектоники, и отражает события на момент ранней перми (рис. 36, А). Второй этап деформации выявлен на участке 1, здесь поле напряжений также определяется доминирующей ролью сдвиговой компоненты, ось сжатия ориентирована в ССЗ-ЮЮВ направлении, что соответствует событиям на границе перми триаса (рис. 36, Б) (Алексеев и др., 2017).

Можно сделать вывод о том, что несмотря на кажущееся сходство структур на всех трех участках, их формирование отвечает различному времени и обстановкам деформации, что фиксируется полем напряжений. Однако следует отметить сходство проявления кинематических индикаторов на всех участках – все они представляют собой локальные зоны смятия, в которых в складки смяты и слоистость, и кливаж. Изредка фиксируются поверхности сместителей (рис. 37), что маркирует обстановку хрупко-пластичных деформаций. Перечисленные особенности свидетельствуют о формировании данных кинематических индикаторов одних и тех же условиях температур и давлений и, вероятно, они должны быть близки и по возрасту.



Рис. 37. Перемещение по сместителю в Z-образной складке.

Заключение

Для расшифровки структурной эволюции метаморфического комплекса хребта Малый Каратау была выполнена оценка деформации методами Rf/φ' , стандартным методом Фрая и его модификацией NF_{Fry} , изучены кинематические индикаторы и выполнена реконструкция полей напряжений. В ходе работы было изучено 27 образцов, для каждого изготовлено и изучено 3 взаимно перпендикулярных шлифа – всего 81 шлиф, и обработано свыше 50 замеров кинематических индикаторов.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

Фиксируется переход от каледонских пластичных деформаций к хрупко-пластичным герцинским.

1. Пластический характер каледонских деформаций фиксируется изменением формы маркеров деформации, развитием различных морфологических типов кливажа и перераспределением вещества в объеме породы. Величины деформации, определяемые методами Фрая и Rf/φ' , варьируют, в среднем, от 1,3 до 2,6, и сопоставимы с замерявшимися в аналогичных комплексах Таласского Алатау (Худолей, Семилеткин 1992; Voytenko, Khudoley, 2012). Измеренные разными методами величины деформаций для одних и тех же образцов различны, указывая на изменчивость механизма деформации как на региональном уровне, так и в масштабе образца.

2. Герцинский этап характеризуется сдвиговой кинематикой, обуславливающей формирование локальных зон смятия кливажа и слоистости. Изредка фиксирующиеся поверхности сместителей отмечают переход пластичных деформаций в хрупко-пластичные. Установленная смена левосторонних сдвигов на правосторонние соответствует модели Д.В.Алексеева (Alexeiev et al. 2009), предполагающей, что наиболее интенсивные сдвиговые перемещения происходили в конце перми и триасе.

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ 17-05-00267

Список использованной литературы

1. Алексеев Д.В. Тектоника Малого Каратау: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1992. 22 с.
2. Алексеев Д.В., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань)// Геотектоника. 2017. № 2. С. 3-20.
3. Алексеев Д.В., Колесников Е.М., Смоляр М.И., Соколов С.Ю. Новые данные о возрасте гранитоидов хребта Малый Каратау (Южный Казахстан) по результатам К-Аг и Rb-Sr датирования // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 1993. № 1. С. 73–77.
4. Безруков П.Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954, с. 3—66.
5. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС. 2012. 188 с.
6. Вебер В.Н. Восточный Каратау. — Изв. Геолкома, 1925, т. 46, № 9, с. 813—904
7. Вебер В.Н. Геологическая карта Средней Азии: Лист Аулие-Ата (северо-западная часть). — Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 67. 84 с
8. Войтенко В.Н. Количественная оценка деформаций разномасштабных структур Таласского Алатау, Кыргызстан: дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ. 2007
9. Войтенко В.Н., Худолей А.К. Применение стрейн-анализа в геотектонических исследованиях. В: Ю.Л. Ребецкий (ред.) Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН. 2008. с. 9-27
10. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975, 536 с.
11. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
12. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
13. Ергалиев Г.Х. Кембрий Южного Казахстана и Улытау. дис. ... док. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1987

14. Кичман Э.С. К стратиграфии кокджотской серии хребта Малого Каратау. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.
15. Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных Гор, Мэриленд. В кн.: Вопросы структурной геологии. Москва, Иностранная литература, 1958, с. 96-156
16. Николая А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992
17. Пазилова В.И. Рифейские отложения Каратау. (Южный Казахстан). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 1, с. 67—74.
18. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72
19. Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 238–241.
20. Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975
21. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003. Т 3, № 2. С. 237-241
22. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: «Академкнига», 2007. 406 с.
23. Рекашова М.В., Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ метапесчаников кокджотской свиты, юго-восток хребта Малый Каратау. Материалы докладов конференции 3-7 октября 2016 г. — М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 239-242.
24. Рекашова М.В., Москаленко А.Н. Реконструкция поля палеонапряжений в зоне Главного Каратаусского разлома. Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. Санкт-Петербург, 2017. с .112-115
25. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа, Томск, 1996
26. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа: Учеб. пособие. – 2-е изд., испр. и доп. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2006. – 168 с.
27. Худолей А.К., Семилеткин С.А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1992. № 1. с. 68-77.
28. Энгельдер Т. Деформированные ископаемые организмы и другие индикаторы деформации // Структ. геология и тектоника плит. М.: Мир. 1990. Т. 1. С. 155–158.

29. Ярмак Г.А. Тектоника хр. Малый Каратау. — В кн.: Геология: (Тематический сборник статей аспирантов и соискателей). Алма-Ата, 1970, вып. 41, с. 69—82.
30. Alexeiev D.V., Cook H.E., Buvtyshkin V.M., Golub L.Y. Structural evolution of the Ural–Tian Shan junction: A view from Karatau ridge, South Kazakhstan // *C. R. Geoscience*. 2009. V. 341. P. 287-297
31. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
32. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1984. v. 89. P. 5835-5848
33. De Paor D.G. R_f/ϕ strain analysis using an orientation net.// *Journal of Structural Geology*, 1988.-V.10, No. 4.- P. 323-333.
34. Dunnet D.A technique of finite strain analysis using elliptical particles.// *Tectonophysics*, 1969, 7.- P.117-136.
35. Elliott D. Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects.// *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1970.-V. 81.- P.2221-2236.
36. Erslev E.A. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // *Journal of Structural Geology*.1988.v.10.p.201-209
37. Fry N. Random point distribution and strain measurement in rocks // *Tectonophysis*. 1979. v.60. p. 89-105
38. Khudoley A.K. Structural and strain analysis of the middle part of the Talassian Alatau ridge (Middle Asia, Kirgizstan) // *Journal of Structural Geology*. 1993. v.15, p. 693-706
39. Lisle R.J. Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie Mijnb.*, 1977.- 56, 140-144.
40. Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data // *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
41. Marshak S., Mitra G. *Basic Methods of Structural Geology*. New Jersey, Prentice Hall, 1988
42. Owens W.N. The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily oriented planes.// *Journal of Structural Geology*. - G. B.: Pergamon Press, 1984.- V.6, No.5, P.611 - 618.
43. Ramsay, J.G., Huber M. I. *The techniques of modern structural geology*.- V. 2. *Folds and fractures*. - London: Academic Press Inc., 1987. - 700 p.
44. Ramsay J.G. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw Hill, 1967

45. Ramsay J.G., Huber M. The Techniques of Modern Structural Geology. V.1: Strain Analysis. London: Academic Press. 1983.
46. Voitenko V.N., Khudoley A.K. Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for early stages of the Talas-Ferghana Fault evolution // C.R.Geoscience. 2012. v.344. p. 138-148