

УДК 551.252

И.В. Латышева¹, А.Б. Кирмасов²

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ СЛУЧАЙНЫХ СЕЧЕНИЙ (Р. БЕЛАЯ, СЕВЕРНЫЙ СКЛОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Оценена величина деформации в ниже- и среднеюрских терригенных породах в долине р. Белая (северный склон Большого Кавказа) по морфологии кливажных зон. Дополнительно проведено численное определение соотношений осей эллипсов деформации методом Фрая. Показано, что для статистической выборки случайных сечений шлифов кливажированных терригенных пород можно корректно количественно определить величину деформации. Метод случайных сечений, описанный в статье, можно использовать для количественной оценки деформации в неориентированных образцах терригенных пород.

Ключевые слова: кливаж, стрейн-анализ, величина деформации укорочения, метод Фрая, терригенные породы, Большой Кавказ

The shortening deformation value was estimate in Lower and Middle Jurassic terrigenous rocks of the Northwestern Caucasus (Belaya River valley) using cleavage morphology. Numerical definition of deformational ellips' axis ratio were obtained using Fry method «centre-to-centre» additionally. This paper shows that the deformational value may be quantitate correctly for random cross-section series of cleavage terrigenous rocks. The non directional random cross-section method described here can be used to quantify the shortening deformation of statistically significant sample series.

Key words: cleavage, strain analysis, shortening deformation, Fry method, terrigenous rocks, the Greater Caucasus.

Введение. Деформация горных пород приводит к возникновению новообразованных структур и текстур, закономерно ориентированных в пространстве относительно главных осей деформации. Изучение этих структур и текстур позволяет восстановить деформационную эволюцию горных пород и в ряде случаев количественно оценить деформацию.

Геологическая среда построена иерархически и состоит из разных структурных уровней [Талицкий, Галкин, 1997]. На каждом уровне структурной организации (внутризерновой, уровень зерен и агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков) возникновение новообразованных деформационных структур и текстур зависит от первоначального распределения в породе структурных или вещественных неоднородностей, выступающих в качестве концентраторов напряжений [Талицкий, Галкин, 1997].

Количественная оценка деформации — одна из стандартных задач структурного анализа. Цель наших исследований — определение величины деформации алевролитов ранне- и среднеюрского возраста, слагающих северный склон Большого Кавказа в долине р. Белая (вериютская, чубинская

и тубинская свиты) с использованием полуколичественного метода (по морфологии кливажных зон), предложенного В.Г. Талицким [Гончаров и др., 2005, рис. 7.5], дополненного определением соотношения осей эллипсов деформации методом Н. Фрая [Fry, 1979]. Как правило, чтобы определить направление всех трех главных осей эллипсоида деформации и затем выполнить количественное определение величины деформации, применяется отбор не менее трех ориентированных образцов [Войтенко, Худолей, 2008]. Вместе с тем образцы для изготовления шлифов часто отбирались для стандартного петрографического (литологического) описания, и их ориентировка в пространстве точно не определена. Но и в таком случае, как будет показано ниже, на статистически достоверном материале для обломочных пород могут быть сделаны объективные выводы о степени деформации пород. Принимая во внимание взаимную ориентировку внутризерновых и межзерновых микротекстур (петрографических индикаторов механизма деформации), возможно «сориентировать» шлиф относительно главных осей эллипсоида деформации (X , Y , Z) и в зависимости от этого оценить величину деформации.

¹ Геологический институт РАН, лаборатория седиментологии и геохимии осадочных бассейнов, науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, инженер; e-mail: irkalatysheva@gmail.com

² Управление геологоразведочных работ ТОО КАЗЦИНК, Республика Казахстан, главный геолог, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: AKirmasov@Kazzinc.com

Материалы и методы исследований. Деформационные микротекстуры обломочных пород. Наиболее распространены в деформированных терригенных породах текстуры, наблюдаемые при петрографическом описании, — межзерновой и агрегатный кливаж и синтетектонические каемки роста (бороды нарастания) в тенях давления крупных жестких включений [Кирмасов, 2011].

Под *межзерновым кливажом* понимают плоскостную микротекстуру, образованную плоскопараллельным чередованием уплощенных тонкодисперсных агрегатов различных слоистых силикатов, рудных минералов, органического вещества (кливажных зон) и участков породы, содержащих более крупные обломочные зерна с примесью тонкодисперсного вещества разного минерального состава (микролитонов) [Гончаров и др., 2005]. Кливажные зоны находятся между соседними зернами, а толщина микролитона соизмерима с размерами зерен. Образование кливажных зон объясняется действием механизма растворения под давлением — на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникают области повышенного напряжения, и при наличии в породе флюида происходит растворение наиболее легко растворимых компонентов пород (цемента пород и частей обломочных зерен). Растворенное вещество мигрирует в зоны локального растяжения и отлагается в новообразованных трещинах и порах [Галкин, 1988; Кирмасов, 2011].

Синскладчатый кливаж в терригенных породах часто зарождается на стадии продольного укорочения, может эволюционировать при изгибе слоев, и окончательно формируется, как правило, на стадии общего сплющивания, после образования складок продольного изгиба. В зависимости от первоначального внутреннего строения толщи кливаж может полностью сформироваться до изгиба слоев (и создать контраст деформационных свойств между соседними слоями для дальнейшей деформации на уровне слоев) или на стадии общего сплющивания. Подробно модели формирования кливажа в геологических телах разного строения рассмотрены в работе [Галицкий, 1989].

В тенях давления вблизи крупных зерен или жестких включений могут образоваться *синтетектонические каемки роста* (бороды нарастания). Эти микротекстуры формируются в условиях локального растяжения при постепенном заполнении минеральным веществом приоткрывающейся полости. По их длине можно судить о величине деформации, а морфология может свидетельствовать о вращении блока породы в процессе деформации. Подробное описание морфологических особенностей синтетектонических кайм нарастания и их связи с генезисом рассмотрено в работах [Галкин, 1988; Passchier, Trouw, 1996; Ramsey, Huber, 1983].

Синтетектонические каймы нарастания, волокна в которых субпараллельны кливажным зонам, и

сами кливажные зоны образуют так называемый сокливажный парагенез уровня зерен и агрегатов зерен (рис. 1), в формировании которого важную роль играют процессы химической дифференциации вещества (растворение под давлением, перенос, кристаллизация).

Величина конечной деформации пород. Определение величины деформации может быть корректно выполнено только при однородном характере деформации породы. Для описания однородных деформаций используется эллипсоид конечной деформации, который позволяет представить объемную картину деформации [Николя, 1992; Гончаров и др., 2005] (рис. 2, а). Одно из характерных свойств однородной деформации — точки среды, находившиеся первоначально на одной прямой, в результате деформации расположатся также на одной прямой, в отличие от неоднородной деформации, при которой некоторые прямые могут искривиться [Николя, 1992].

В результате однородной деформации правильные сферические объекты, содержащиеся в породе, преобразуются в эллипсоиды (соответствующие эллипсоиду конечных деформаций), по форме которых можно определить величину однородной деформации по разным направлениям. В каждом отдельном сечении круг преобразуется в эллипс. Если возможно установить первоначальную форму объекта, то можно вычислить и величину конечной деформации, испытанной объектом. В случае неоднородной деформации для определения ее величины исследуемый объем породы необходимо разбить на части, в пределах которых деформация считается однородной.

Главные оси эллипсоида деформации (рис. 2, а) обозначаются X, Y, Z ($X \geq Y \geq Z$), а деформация по этим полуосям — $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$). В зависимости от вида эллипсоида выделяется пять типов конечной деформации, которые можно графически отобразить на диаграмме Флинна (рис. 2, б), показывающей соотношения осей эллипсоида (отношение λ_1/λ_2 показано в виде функции от λ_2/λ_3). Параметр K определяет форму эллипсоида (Николя, 1992):

$$K = (a - 1)/(b - 1),$$

где $a = X/Y = \lambda_1/\lambda_2$, $b = Y/Z = \lambda_2/\lambda_3$.

В кливажированных терригенных породах суммарный эффект деформации всех обломочных зерен примерно одного размера приводит к квазиоднородной деформации породы на уровне агрегата зерен. Не всегда существует возможность проверить критерий изотропности первоначального распределения обломочных зерен в породе; наоборот, для обломочных пород часто характерно анизотропное распределение зерен вдоль слоистости. Для реконструкции эллипсоида деформации в шлифах в общем случае необходимо анализировать три (и более) непараллельных сечения образца.

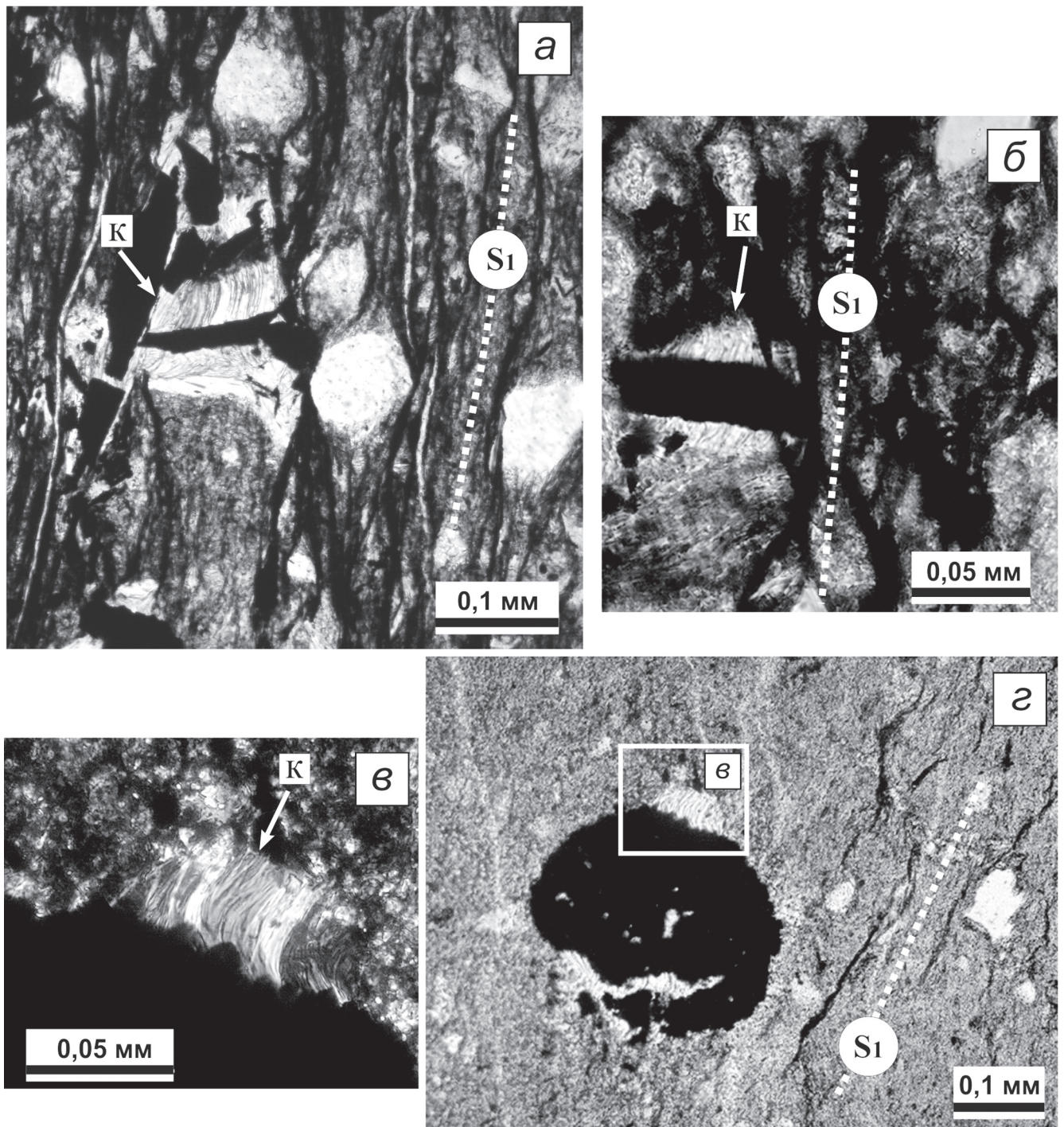


Рис. 1. Сокливающий структурный парагенез: S_1 — простирание кливажных зон; K — волокнистые каемки нарастания, волокна протягиваются субпараллельно кливажным зонам

В кливажированных породах плоскость XU субпараллельна кливажным зонам, а на направление оси удлинения X указывает ориентировка волокон в бородах нарастания или линейность. Для определения эллипсоида достаточно двух ортогональных кливажу шлифов, один из которых ориентирован параллельно волокнам в бородах нарастания (в общем случае вдоль минеральной линейности), другой — перпендикулярно им [Войтенко, Худолей, 2008; Кирмасов, 2011].

В случае плоской деформации ее величина по оси U равна нулю. Если объем эллипсоида не из-

меняется по отношению к первоначальной сфере, это означает, что удлинение по оси X должно быть равно укорочению по оси Z ($K=1$, рис. 2, б), т.е. деформация двумерная (плоская) и однозначно определяется эллипсом в плоскости XZ . Поэтому величину деформации, определенную по одному шлифу в плоскости XZ , можно использовать только при условии, что деформация двумерна.

Определение величины деформации пород по морфологии кливажных зон. Метод для определения величины деформации укорочения породы предложен В.Г. Талицким и подробно описан в

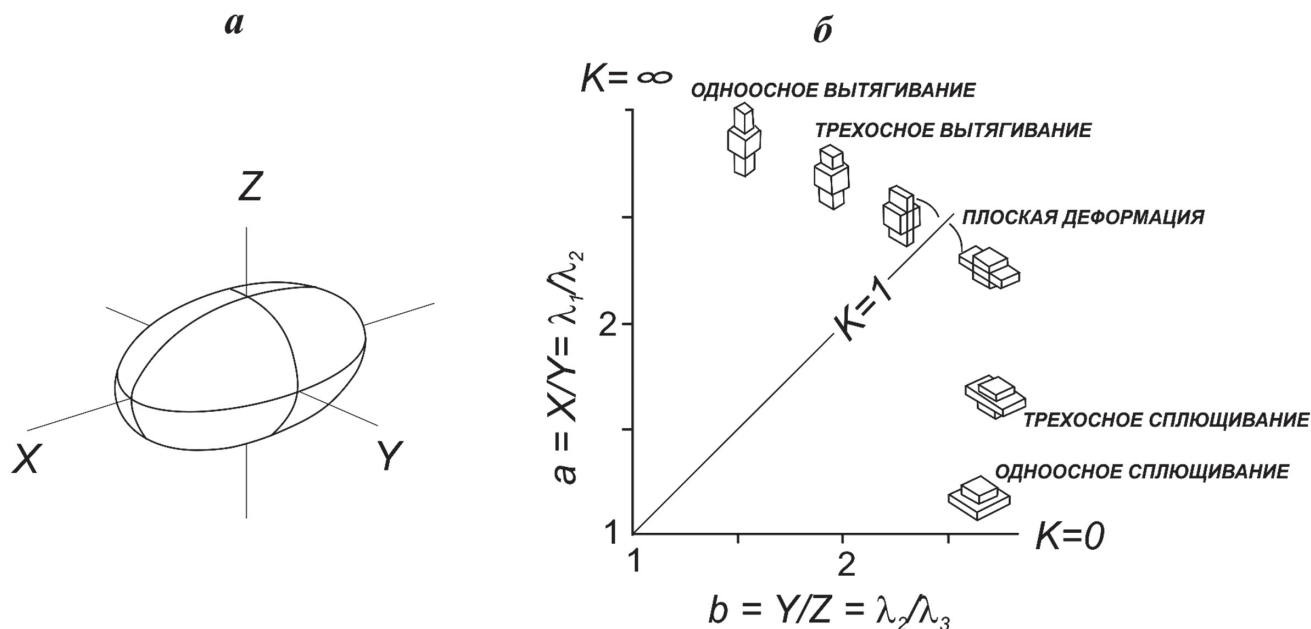


Рис. 2. Эллипсоид деформации и его главные оси X, Y, Z (а); диаграмма Флинна, иллюстрирующая различные состояния конечной деформации и их связь с главными осями эллипсоида деформации (б). Фигурки иллюстрируют тип деформации в соответствующей области; X, Y, Z и $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ — деформация по направлениям главных осей эллипсоида деформации, по [Николя, 1992]

[Гаврилов и др., 1999]. Метод основан на корреляции морфологических особенностей кливажных зон с величиной деформации пород на уровне минеральных зерен (рис. 3).

В процессе растворения под давлением точечные контакты между зернами постепенно преобразуются в плоскостные, их площадь все больше увеличивается, и в связи с этим давление на контактах постепенно падает (рис. 3, а). Как видно на этом рисунке, степень развития межзернового кливажа напрямую зависит от величины деформации породы на уровне зерен.

Первые признаки кливажа появляются при 5–7%-ной деформации укорочения; при 10–12%-ной деформации в породах наблюдается отчетливая плоскостная текстура, при 20–25% кливажные зоны насквозь пронизывают породу. Если кливаж межзерновой, то в качестве микролитонов выступают отдельные зерна — деформация развивается квазиоднородно, и с увеличением степени развития кливажа изменяется форма микролитонов. На рис. 3, б и 3, в показано, как изменяется форма зерен в породе с увеличением деформации укорочения–удлинения. Таким образом, по мор-

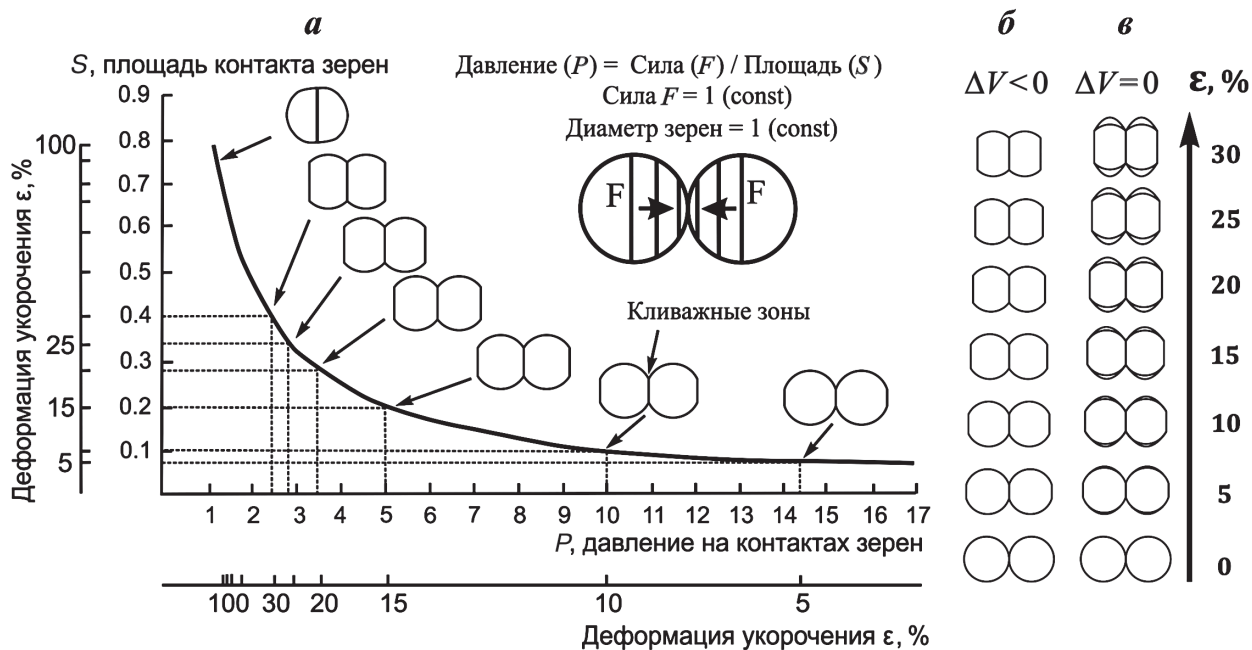


Рис. 3. График зависимости давления на контактах соседних зерен от площади контактов, по В.Г. Талицкому (из [Гаврилов и др., 1999]) (а); изменение формы зерен при увеличении деформации породы с уменьшением общего объема породы $\Delta V < 0$ (б) и без изменения общего объема породы $\Delta V = 0$ (в)

фологии микролитонов можно оценить величину деформации. При таком визуальном определении нужно помнить, что морфология микролитонов будет зависеть и от ориентировки сечения шлифа.

Определение величины деформации пород методом Фрая. Метод Фрая [Fry, 1979] был предложен для количественного определения величины деформации горных пород, в которых зерна одинакового диаметра (или точечные включения) первоначально имели изотропное распределение. Применимость метода ограничивается следующими условиями: число исследуемых объектов должно быть не менее 100, деформация должна быть однородной в масштабе минимального расстояния между объектами, число объектов не должно изменяться в процессе деформации (т.е. в процессе деформации не происходит грануляция зерен или их рост), первоначальное распределение объектов в объеме должно быть изотропным и случайным [Николя, 1992; Fry, 1979]. Метод Фрая с некоторыми допущениями (равнозернистые породы; отсутствие существенной анизотропии, приобретенной при диагенетическом уплотнении; сохранение объема при деформации) можно применить и для определения величины деформации обломочных пород.

Метод заключается в определении расстояний между центрами соседних зерен в породе. Предполагается, что первоначальные расстояния между центрами соседних зерен одинаковы, и точки, указывающие положение центров, концентрируются по окружности. Если порода деформируется, центры соседних зерен сближаются в одной плоскости и удаляются в другой, и в результате концентрируются в полосе, образующей эллипс, а уже не окружность.

Для определения эллипсоида конечной деформации методом Фрая необходимо выполнить

измерения в шлифах, отобранных из трех взаимно перпендикулярных сечений. Ошибка в определении величины конечной деформации пород будет зависеть от того, насколько точно построены трехмерные эллипсоиды по местам сгущения точек (центров соседних зерен). Для кливажированных пород изготовление шлифов в плоскости, параллельной кливажу (XU), практически трудновыполнимо, поэтому обычно ограничиваются сечениями XZ и YZ (см. выше), при этом ориентировка оси удлинения X при изготовлении шлифа будет определяться минеральной линейностью в плоскости XU .

Кливаж в терригенных породах, как правило, проявлен четко выраженной отдельностью (расщепляемостью), и изготовление шлифов проводится ортогонально этой отдельности, даже если это условие специально не оговорено. Если изучается коллекция шлифов, отбор образцов для изготовления которых проводился с другими целями, то в случайном и ортогональном кливажу сечении форма эллипса будет определять соотношение осей укорочения и удлинения, при этом ось удлинения будет максимальна при совпадении с осью X и минимальна при совпадении с осью Y (рис. 4, *a*). В том случае, если шлиф ориентирован вдоль волокон синтетектонических кайм нарастания (вдоль оси X) и деформация носила плоский характер, можно количественно определить деформацию удлинения—укорочения. Допущение, что деформация носила плоский характер, косвенно подтверждается парагенезом кливажа и синтетектонических каемок нарастания, что свидетельствует о сохранении объема при деформации (вынос вещества из кливажных зон компенсируется его отложением в тенях давления зерен).

При плоском характере деформации отношение длинной и короткой осей эллипса в слу-

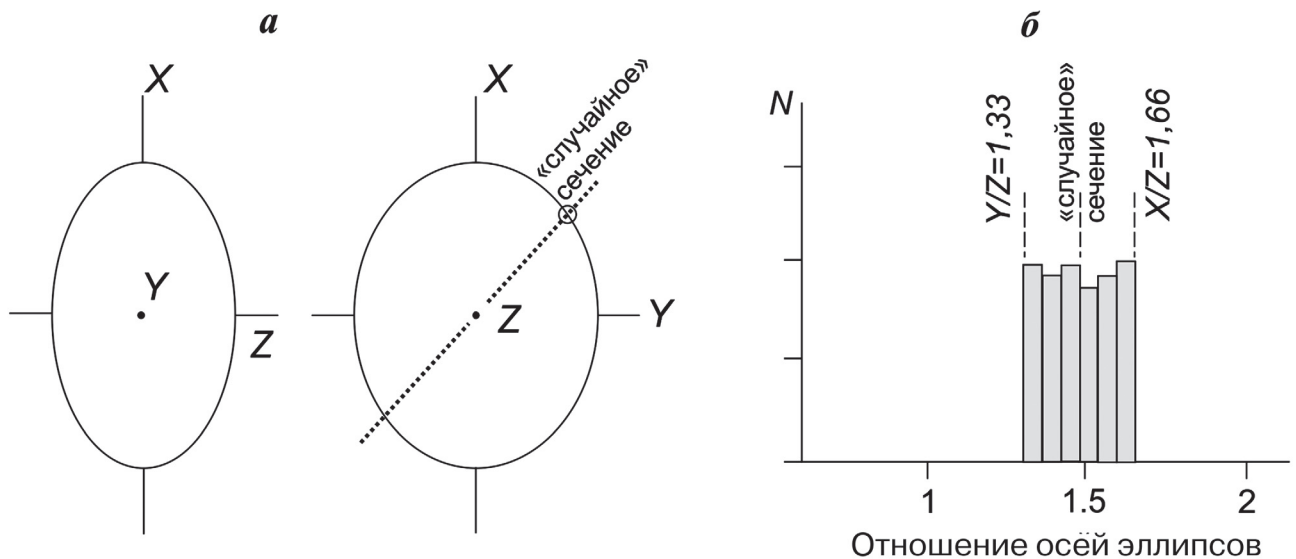


Рис. 4. Положение «случайного» сечения шлифа, ортогонального плоскости кливажа, при плоской деформации укорочения—удлинения 25% (*a*); теоретическая диаграмма «случайных» сечений (*б*), отражающая вариации значений отношений осей эллипсов деформации при плоской 25%-ной деформации укорочения—удлинения; N — число определений

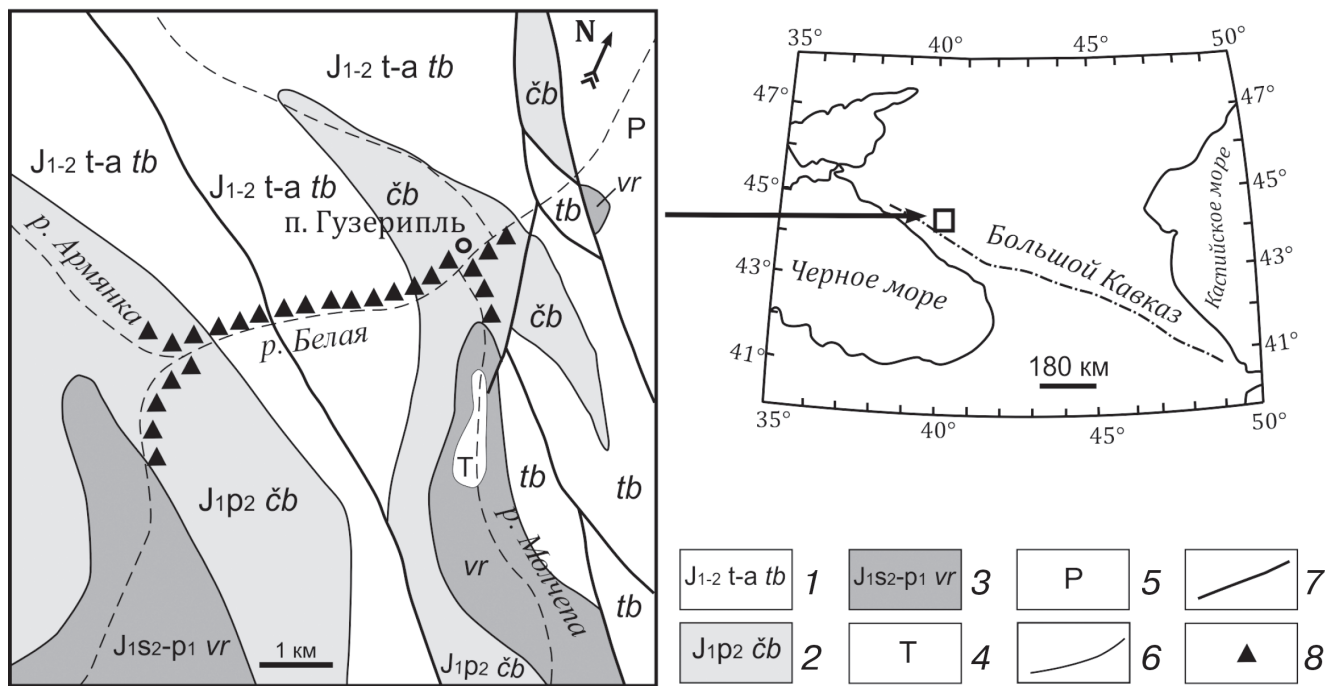


Рис. 5. Геологическая схема района исследований (Н.А. Пруцкий): 1 — тубинская свита ($J_{1t}-J_{2a}$); 2 — чубинская свита (J_{1p2}); 3 — вериютская свита (J_{1s-p1}); 4 — триасовая система (Т); 5 — пермская система (Р); 6 — геологические границы; 7 — разрывные нарушения; 8 — точки отбора образцов

чайном сечении будет меняться в определенных пределах — от минимального значения Y/Z до максимального X/Z . Для случайного сечения при величине деформации 25%, изображенного на рис. 4, а, — от 1,33 до 1,66 соответственно.

На статистически достоверном материале для однородной выборки (породы, деформированные «однотипно» по характеру развитого в них кливажа) можно составить диаграмму, отображая соотношение длинной и короткой осей эллипсов по одной оси, а число определений — по другой. Тогда для случайных сечений в случае плоской деформации такая диаграмма будет выглядеть так, как показано на рис. 4, б: минимальное значение будет соответствовать отношению Y/Z , определяя величину деформации укорочения, а максимальное — X/Z .

Объект исследования. Объект исследования — ниже-среднеюрская глинисто-алевритовая толща с прослоями песчаников, слагающая долину р. Белая (северный склон Большого Кавказа) южнее с. Гузерипль (рис. 5). Образцы были отобраны Ю.О. Гавриловым для литологических исследований вдоль долины Белой, пересекающей западную часть Архыз-Гузерипльской структурно-фациальной зоны Большого Кавказа [Панов, Гушин, 1987].

В пределах этой структурно-фациальной зоны породы ранне- и среднеюрского возраста несогласно залегают на доюрском основании и представлены в нижней части темно-серыми слюдиристо-алевритовыми аргиллитами с прослоями и линзами песчаников и сидеритовыми конкрециями (J_{1s-p1} ,

вериютская свита). Выше по разрезу чубинская свита (J_{1p2}) представлена флишеидным чередованием тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзовидными прослоями массивных песчаников. Завершается разрез терригенного комплекса мощной толщей глинисто-алевритового состава — тубинской свитой ($J_{1t}-J_{2a}$). Общая мощность отложений нижнего и среднего отдела юрской системы в этом районе составляет около 2100–2500 м [Ростовцев, 1967].

В пределах рассматриваемого профиля породы дислоцированы в разной степени, смяты в крупные складки и разбиты на отдельные блоки крутопадающими разрывными нарушениями. В исследуемых песчаниках и алевролитах повсеместно распространены межзерновой кливаж и синтетектонические каймы нарастания (сокливажный структурный парагенез, см. рис. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. При полуколичественном определении деформации методом Галицкого использовали шаблоны (номограммы), на которых сопоставлена форма зерен — микролитонов, соответствующая разной величине деформации укорочения—удлинения (рис. 3, б, в). Форму зерен в исследуемой породе сравнивали с этими шаблонами для определения примерной величины деформации.

Определение соотношения осей эллипсов деформации в шлифах с разной степенью развития кливажа проводилось с использованием метода Фрая. Центры соседних зерен и эллипсы по областям их сгущения были построены в про-

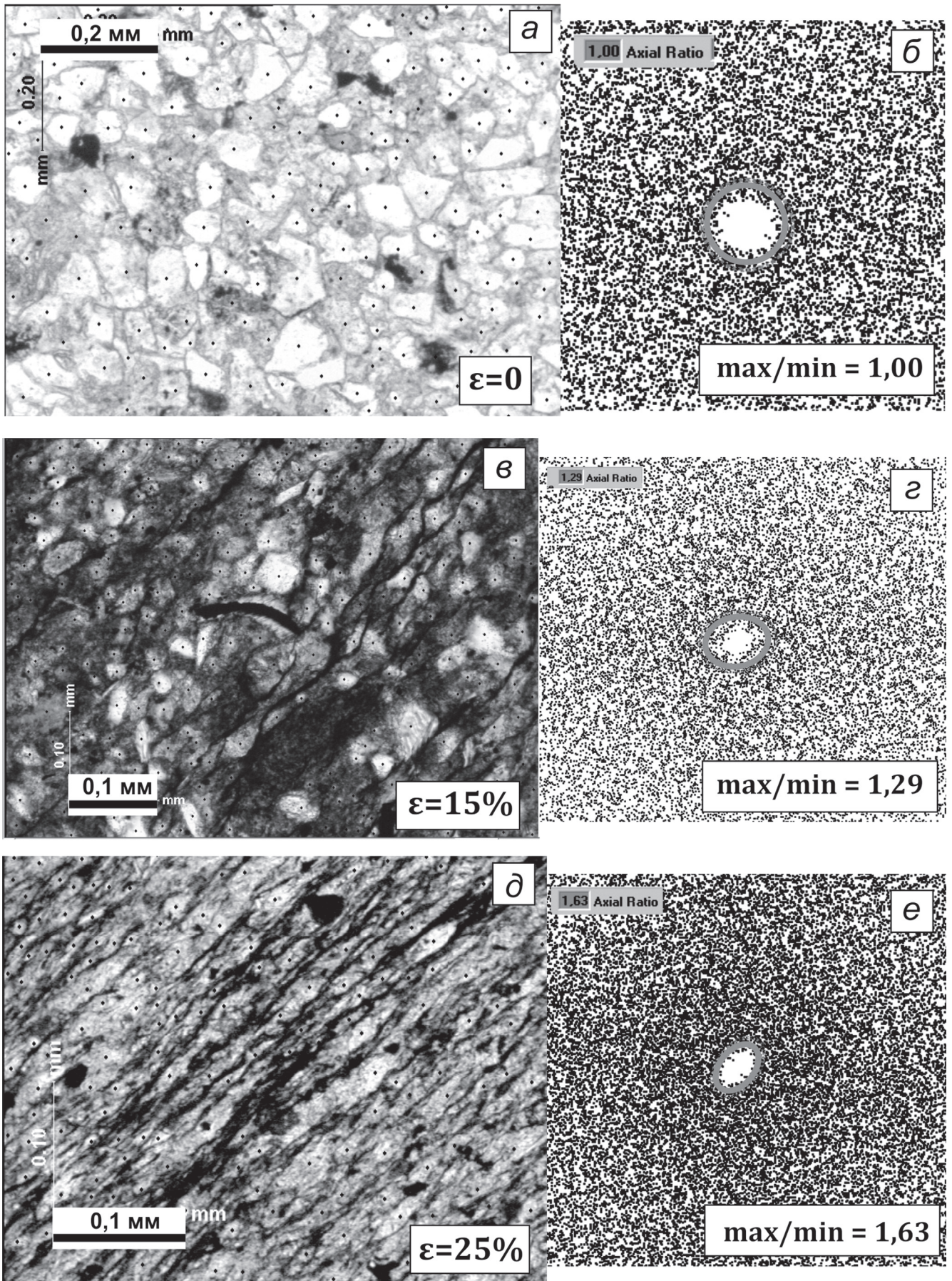


Рис. 6. Примеры пород с разной величиной деформации укорочения–удлинения, определенной по степени развития кливажа, и соответствующие им отношения осей эллипсов деформации: а, б – недеформированная порода (обр. № 1017); в, г – величина деформации составляет 15% (обр. № 998); д, е – величина деформации составляет 25% (обр. № 991)

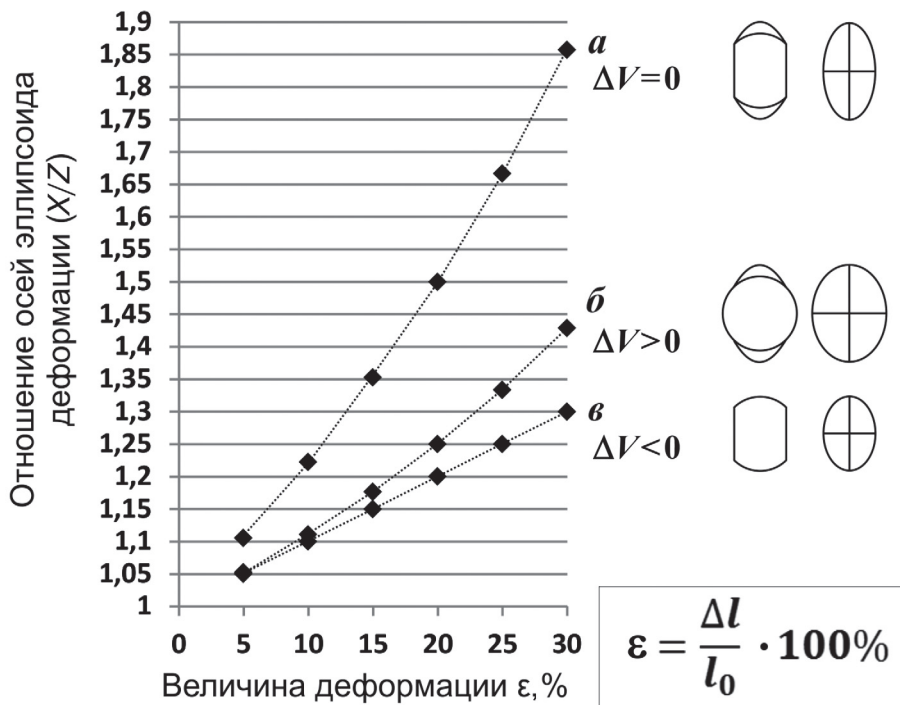


Рис. 7. Графики отношений осей эллипса деформации (X/Z) при разной величине деформации и при разном объемном эффекте: *a* — без изменения общего объема породы ($\Delta V=0$); *б* — с увеличением общего объема породы ($\Delta V>0$); *в* — с уменьшением общего объема породы ($\Delta V<0$)

грамме GeoFryPlots (URL: http://www.holcombe.net.au/software/downloads/GeoFryPlots_zip.exe): по отмеченным точкам центров зерен диаграмма Фрая строится автоматически, эллипс задается пользователем, и после построения эллипса программа автоматически определяет значение отношения осей эллипса в данном сечении шлифа. Корректное построение эллипса определяется именно областью концентрации точек на диаграмме, поскольку в плоском сечении шлифа размеры круговых сечений зерен варьируют от нуля до истинного диаметра зерна [Erslev, 1988]; усовершенствовать метод Фрая можно с помощью подсчета плотности распределения точек на диаграмме [Кирмасов, 2011].

Для сравнения приведем значения, полученные разными способами для одних и тех же образцов (рис. 6). В левом столбце (рис. 6, *a, в, д*) представлено фото шлифа с поставленными в программе GeoFryPlots центрами зерен, в правом (рис. 6, *б, г, е*) — построенный эллипс и полученные отношения осей.

В недеформированной породе отношение осей эллипса равно единице (рис. 6, *a, б*), что соответствует величине нулевой деформации. Чем сильнее в породе развит кливаж, чем он совершеннее, тем выше будут величина деформации и полученные отношения осей эллипса.

Если принять условие, что изначально все слагающие породу зерна были сферические, то для разной величины плоской деформации можно математически рассчитать значения отношения осей эллипсоида деформации (X/Z). В зависимости от того, остается ли объем породы неизменным в процессе деформации ($\Delta V=0$), увеличивается он

($\Delta V>0$) или уменьшается ($\Delta V<0$), соотношение осей несколько изменяется (рис. 7).

В большинстве случаев деформация исследуемых пород, как показано выше, плоская и протекает без изменения объема ($\Delta V=0$). Поэтому в нашем случае значениям 5-, 10-, 15-, 20-, 25%-ной деформации должны соответствовать рассчитанные отношения осей (X/Z), равные 1,1; 1,22; 1,35; 1,5 и 1,66 соответственно (рис. 7, *a*).

Вдоль всего геологического профиля проанализировано около 70 сечений в шлифах. Для каждой группы шлифов с одинаковой величиной деформации, определенной методом В.Г. Талицкого, были построены диаграммы случайных сечений (рис. 8, *a*), отражающие вариации отношения осей эллипсов при плоской деформации укорочения—удлинения. Значения осей эллипсов, определенные в случайных сечениях, для известной величины деформации должны находиться между двумя крайними отношениями осей Y/Z и X/Z , отмеченными на диаграммах. Как видно на этом рисунке, значения отношений преимущественно распределяются в интервале между Y/Z и X/Z , иногда выходят за него. Причиной более широкого разброса значений могут быть в общем случае не точно ортогональное кливажу сечение шлифа, погрешности в определении степени деформации методом Талицкого, локальные объемные эффекты при деформации, а также прочие ограничения метода Фрая, отмеченные выше. Минимальные значения отношения осей эллипсов (рис. 8, *a*) будут соответствовать Y/Z , а максимальные — X/Z ; отношение X/Y может быть вычислено. На рис. 8, *б* полученные данные показаны на диаграмме Флинна (рис. 2): значения параметра K варьируют от

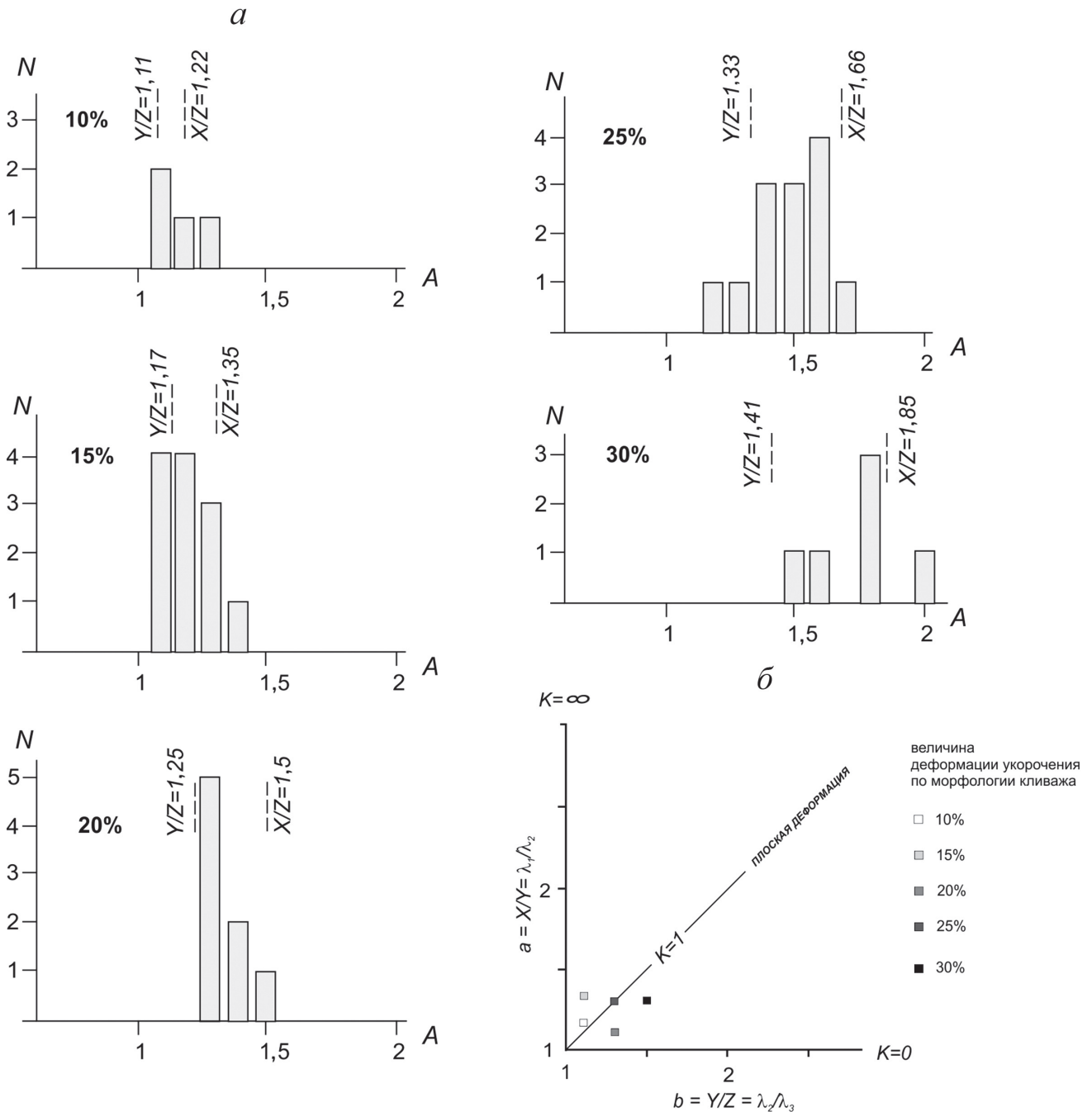


Рис. 8. Диаграммы для групп образцов с одинаковой величиной деформации, определенной по степени развития кливажа методом Талицкого: *а* — диаграммы случайных сечений (*A* — отношения осей эллипсов, *N* — число определений); *б* — типы эллипсоидов на диаграмме Флинна (см. рис. 2)

0,5 до 2,7, приближаясь для образцов с 25%-ной величиной деформации к плоскому типу.

Результаты сопоставления определений величины деформации методом Фрая приведены на рис. 9. Поскольку сечения шлифов случайны, деформированным породам с разной степенью развития кливажа соответствуют точки в области между теоретическими кривыми соотношения осей эллипсов X/Z и X/Y . Диаграмма свидетельствует об отсутствии значимых объемных эффектов при деформации, иначе распределение точек соответствовало бы графикам *б* или *в* на рис. 7.

Заключение. Для количественного определения величины деформации в обломочных породах с использованием метода Фрая необходимо выполнить измерения в ориентированных шлифах, отобранных из трех взаимно перпендикулярных сечений. Если образцы для анализа не отбирались специально и не ориентированы, то шлиф, как правило, представляет собой случайное сечение, близортогональное плоскости кливажа, в этом случае количественно оценить величину деформации методом Фрая можно с использованием диаграммы случайных сечений (рис. 4, б;

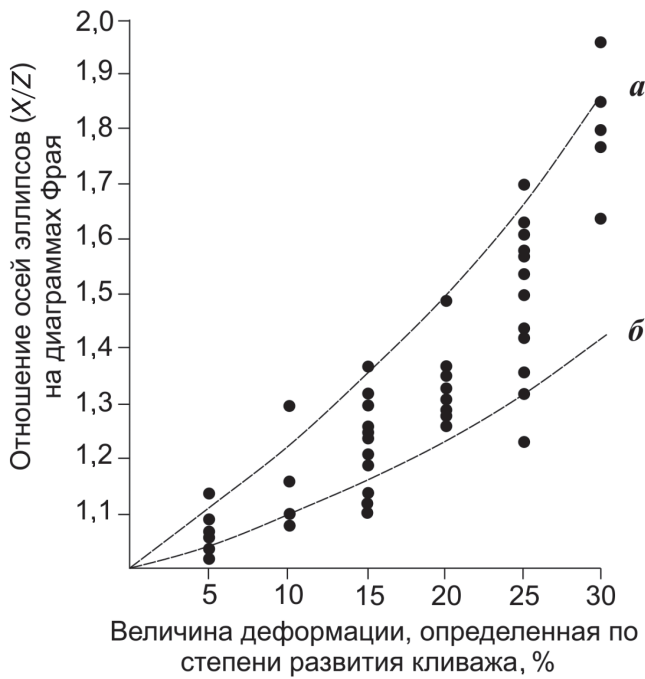


Рис. 9. Сопоставление значений величины деформации, полученных разными методами, с теоретическими кривыми соотношения осей эллипсов X/Z (а) и X/Y (б)

рис. 8, а) в комбинации с методом определения степени деформации по морфологии кливажных зон (метод В.Г. Талицкого). Объединив шлифы в группы по степени развития кливажа (и, следовательно, по величине деформации укорочения), построив гистограммы случайных сечений (рис. 8) и диаграмму, показанную на рис. 9, можно сделать выводы о величине деформации. Диаграмма Флинна, показанная на рис. 8, б, позволяет проверить справедливость предположений о характере деформации.

Таким образом, метод случайных сечений для количественного определения деформации в кливажированных обломочных породах можно использовать для статистически представительных данных (коллекции шлифов), даже в том случае, если образцы отбирали без ориентировки с целью изучения только вещественного состава пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Войтенко В.Н., Худолей А.К. Стрейн-анализ в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 9–27.

Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район реки Терек) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.

Галкин В.А. Микродеформации неизмененных и слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных пород и их значение в структурном анализе (на примере Тянь-Шаня и Кавказа): Автореф. канд. дисс. М., 1988. 20 с.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 495 с.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 367 с.

Николя А.Н. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 166 с.

Панов Д.И., Гуцин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое

расчленение нижне-, среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.

Ростовцев К.О. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Гузерильской подзоны Северного склона Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95–108.

Талицкий В.Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3–14.

Талицкий В.Г., Галкин В.А. Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12–17.

Erslev E.A. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 201–210.

Fry N. Random point distributions and strain measurement in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89–105.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. 285 P.

Ramsey J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Academic Press, 2003. 307 p.

Поступила в редакцию
18.10.2017