

Структурный анализ архейских конгломератов Костомукшского зеленокаменного пояса (Фенноскандинавский щит): первые результаты

Мудрук С. В.^{1,2}, Нестерова Н. С.², Максимов О. А.², Кервинен А. В.², Слабунов А. И.²

¹ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, s.mudruk@ksc.ru

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Аннотация. Установлено, что деформированные неоархейские (2.71 млрд лет) конгломераты, залегающие среди рувинваарской свиты контокской серии архейского Костомукшского зеленокаменного пояса, являются L=S тектонитами, образовавшимися при плоскостной деформации ($K \approx 1$). Они испытали значительную деформацию простого сдвига (R_{xz} = до 37.7; $\gamma > 10$) при левосторонних движениях по траектории вдоль линии СВ 55°/23° по крутым плоскостям сдвига северо-восточного простирания.

Ключевые слова: структурный анализ, деформированные конгломераты, величина деформации, архей, Костомукшский зеленокаменный пояс.

Structural analysis of Archean conglomerates from the Kostomuksha greenstone belt (Fennoscandian Shield): the first results

Mudruk S. V.^{1,2}, Nesterova N. S.², Maksimov O. A.², Kervinen A. V.², Slabunov A. I.²

¹ Geological Institute of the Kola Science Centre of the RAS, Apatity, s.mudruk@ksc.ru

² Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the RAS, Petrozavodsk

Abstract. It has been established that deformed Nearchean (2.71 Ga) conglomerates, founded in the middle of the Ruvinvaara Formation of the Kontok Group of the Neorchean Kostomuksha greenstone belt are L=S tectonites formed during planar deformation ($K \approx 1$). These experienced significant simple shear deformation (R_{xz} = up to 37.7; $\gamma > 10$) with sinistral movements along a NE-trending (55°/23° NE) line along steep NE-trending shear planes.

Keywords: structural analysis, deformed conglomerates, finite shear strain, Archean, Kostomuksha greenstone belt.

Введение

Тектонические пояса и слагающие их метаморфические комплексы, образовавшиеся в разных тектонических условиях, часто обладают отличительными структурными особенностями. Детальные исследования деформационных структур необходимы как для расшифровки геологической истории, так и для установления региональной ориентировки палеонапряжений. Исходные структурные данные по локальным геологическим структурам являются ключевыми для последующего структурного анализа региональных деформационных структур, а количественная оценка деформаций значительно дополняет общую структурную картину, а также способствует пониманию реологии пород при метаморфизме и их поведения во время прогрессивной деформации. Расшифровка крупных региональных структур часто зависит от детального изучения реперных обнажений и даже отдельных образцов, так как характер общей деформации региональной структуры может отличаться от локальной деформации, которая наблюдается в обнажениях и более детально в шлифах (Lisle, 1979, 1985; Ramsay, Huber, 1983; Fossen, 2010).

Важными породами-индикаторами, позволяющими количественно оценить величины деформации пород, реконструировать историю и условия деформационных событий, реологию и вязкость исходных пород, являются конгломераты (Lisle, 1985; Treagus, Treagus, 2002; Chu, Lin, 2018; Hayman et al., 2020). Деформированные конгломераты являются классическими индикаторами конечной деформации, формы и ориентировки эллипсоида конечной деформации и контраста вязкости между гальками и цементом (Ramsay, 1967).

Настоящая работа является первой попыткой количественно оценить величину деформации пород мезо-неоархейского Костомукшского зеленокаменного пояса современными методами структурной геологии по обнаруженным в 2022 г. конгломератам (Слабунов и др., 2022).

Геологическое положение

В ходе полевых работ 2022 и 2023 гг. в Костомукшском зеленокаменном поясе были открыты конгломераты (Слабунов и др., 2022, 2023). Они обнажаются в виде линзы 80 × 50 м среди метабазальтов рувинваарской свиты контоксской серии архея (рис. 1). Гальки конгломератов состоят преимущественно из метабазитов и метагабброидов, но в них также встречаются обломки кварцитов. Цемент составляет около 20–30 % объёма породы и представлен амфиболовым сланцем. В конгломератах установлена деформированная слоистость, которая подчёркивается неравномерным полойным распределением галек.

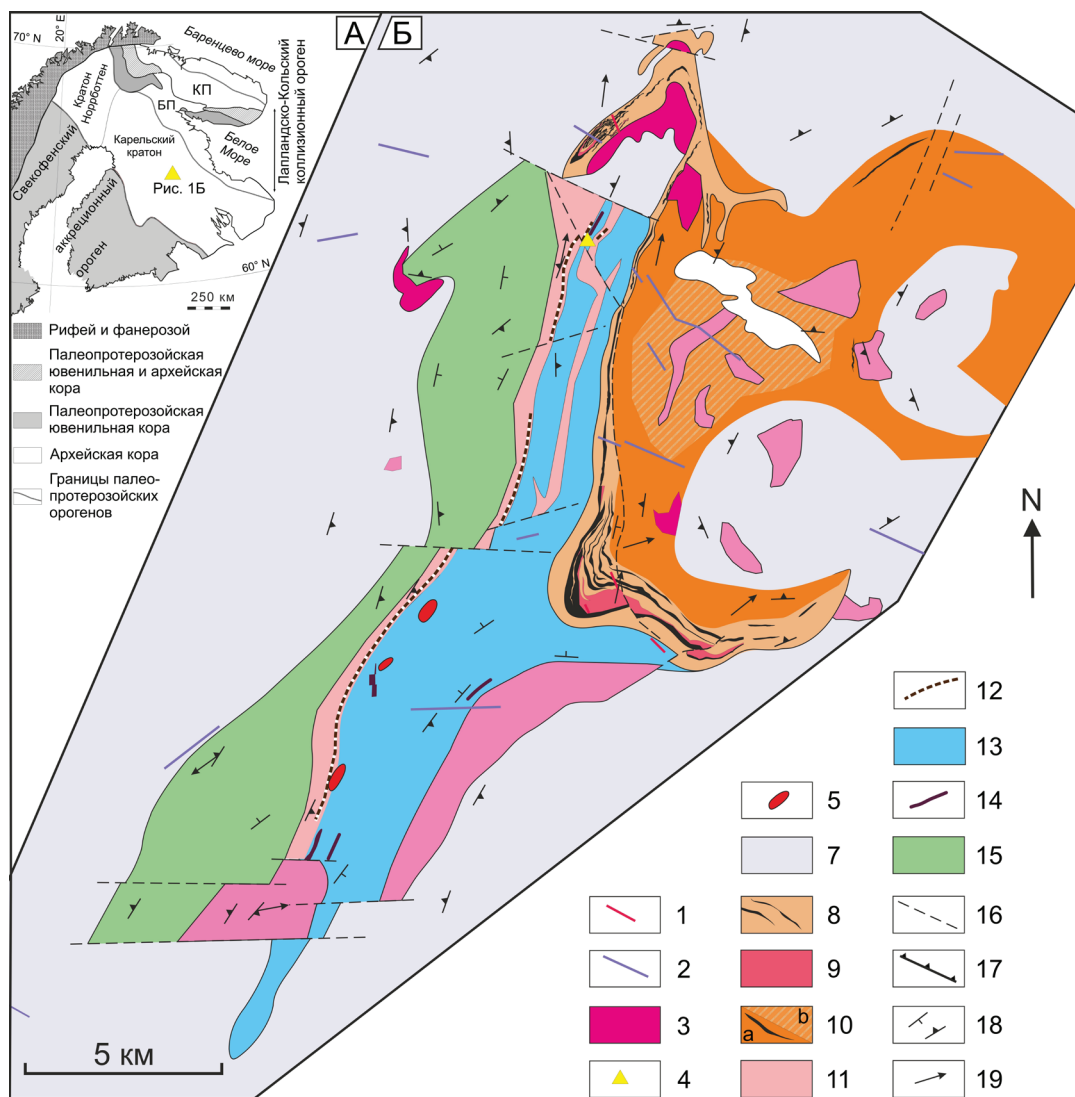


Fig. 1. (A) – Main tectonic units of the Fennoscandian Shield. (Б) – Structure of the Kostomuksha greenstone belt (modified after Lazarev, 1971; Gor'kovets et al., 1981; Kozhevnikov et al., 2006; Kuleshevich, Furman, 2009; Slabunov et al., 2021; Slabunov et al., 2024 a, b).

1 – Neoproterozoic (1, 2 Ga) lamproites and kimberlites, 2 – paleoproterozoic (2.40 and 2.14 Ga) dolerites; 3–10 – Neoproterozoic complexes: 3 – 2.68 Ga granites; 4 – 2.71 Ga conglomerates; 5 – 2.71 Ga sanukitoids; 6 – 2.72 Ga granites; 7 – 2.78 Ga TTG granitoids; 8–10 Gimoly Group: 8 – 2.76–2.74 Ga metagraywackes with BIF-3 intercalations (Kostomuksha Formation); 9 – 2.76–2.74 Ga sills and dikes of metarhyolites (halleflinta); 10 – Metasediments of the Surlampi Formation with BIF intercalations: (a) weakly and (b) highly migmatized; 11–14 Mesoproterozoic (2.87–2.79 Ga) complexes; 11 – rhyolite tuffs and tuffites (Shurlovaara Formation); 12 – BIF-2 interlayers; 13 – komatiite–basalt complex intercalated with dacites (Ruvinvaaara Formation); 14 – BIF-1 interlayers; 15 – basalts and komatiites (Niemijarvi Formation); 16 – faults; 17 – overthrusts; 18 – banding and foliation; 19 – lineation.

Возраст конгломератов по предварительным данным (Слабунов и др., 2022) оценивается в 2.71 млрд лет. Таким образом, они являются более молодыми, чем хорошо известные конгломераты суккозерской свиты (Горьковец и др., 1981, 1991; Костомукшский..., 2015), залегающие в основании неопротерозойской (2.76–2.74 млрд лет) гимольской серии (Слабунов и др., 2021; Slabunov et al., 2024 b).

Геометрический анализ

В конгломератах обн. Э-К22-34 (M2302) наблюдается слоистость, выраженная в чередовании темноокрашенных и светлоокрашенных слоев цемента, которые местами подчеркнуты гальками, уплощенными параллельно слоям (рис. 2А–В и 5). Слоистость смята в сжатую складку, шарнир которой погружается по азимуту СВ 55° под углом 18° (рис. 3А). Этой ориентировке практически идентична ориентировка оси вращения крыльев складки, рассчитанной как β -ось – СВ 55°/19° (рис. 3А). Крылья складки осложнены дополнительными мелкими складками, средняя ориентировка шарниров которых также близка ориентировке шарнира главной складки – СВ 56°/22°. В конгломератах наблюдается минеральная линейность по амфиболу, которая ориентирована параллельно шарнирам как крупных, так и мелких складок и имеет среднюю ориентировку СВ 55°/23°.

Методы оценки величины деформации

Гальки, количество которых в общей массе породы составляет более 70 %, не только уплощены параллельно слоистости, но и вытянуты субпараллельно линейности. Часть галек имеют угловатый и неровный контур в плоскости, перпендикулярной к линейности, то есть в этой плоскости гальки выглядят как неокатанные. Эти наблюдения указывают на то, что удлиненные гальки образуют классическую линейность растяжения, возникшую при прогрессивной деформации. Всё это позволяет считать шарниры складок, параллельные линейности растяжения, переориентированными параллельно направлению растяжения. Отсюда следует, что конечная деформация конгломератов происходила при прогрессивной деформации в условиях простого сдвига. Таким образом, усредненную ориентировку минеральной линейности и удлиненных галек (СВ 55°/23°) в первом приближении можно рассматривать как ось X эллипсоида конечной деформации. Местами сланцеватость в цементе конгломератов и уплощенные гальки ориентированы под острыми углами по отношению к слоистости на крыльях главной складки. Следовательно, ориентировку нормали к усредненной плоскости слоистости и сланцеватости можно интерпретировать как ось Z эллипсоида конечной деформации. Реконструируемый для всего обнажения конгломератов эллипсоид деформации имеет следующие ориентировки осей: ось X погружается по азимуту СВ 55° под углом 23°, ось Y по азимуту СЗ 315° под углом 29° и ось Z по азимуту Ю 174° под углом 55°).

Для расчёта величины конечной деформации конгломератов измерялись длинные и короткие оси галек в двух плоскостях: (1) плоскости, близкой к плоскости, параллельной линейности и перпендикулярной слоистости, и (2) в плоскости, близкой к плоскости, перпендикулярной и линейности, и слоистости, то есть в плоскостях XZ и YZ эллипсоида конечной деформации соответственно. Оси крупных (до 0.5 м) галек измерялись непосредственно на обнажении, так как его эрозионный срез в некоторых частях совпадает с этими плоскостями. Для характеристики конечной деформации

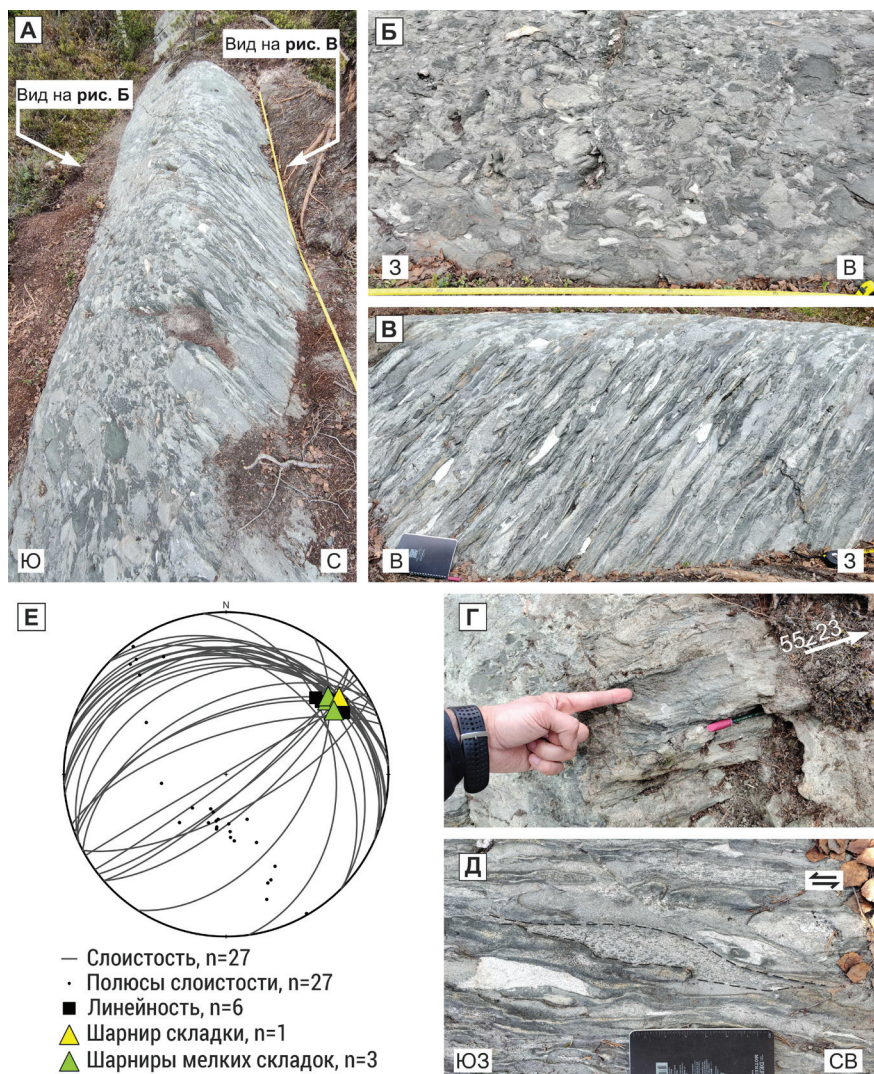


Рис. 2. (А) – Общий вид обнажения конгломератов. (Б–В) – Виды на обнажение вдоль оси X (Б) и оси Y (В), соответственно перпендикулярных плоскостям эллипсоида конечной деформации. (Г) – Соотношение минеральной линейности (параллельна пальцу) и шарниров мелких складок (параллельны карандашу). (Д) – Асимметричная морфология (моноклиная симметрия) деформированных галек в вертикальной плоскости XZ эллипсоида конечной деформации, занимающей в целом вертикальное положение, которая указывает на простой сдвиг с левосторонними знаками движений. (Е) – Стереодиаграмма ориентировки слоистости, сланцеватости и уплощенных галек в конгломератах (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу).

Fig. 2. (A) – General view of the outcrop. (B–C) – Views of the outcrop along the X -axis (B) and Y -axis (C), respectively, perpendicular to the planes of the finite strain ellipsoid. (D) – Relationship between mineral lineation (parallel to the finger) and small fold hinges (parallel to the pencil). (E) – Asymmetric morphology (monoclinic symmetry) of deformed pebbles in the vertical XZ plane of a finite strain ellipsoid, generally in vertical position, which indicates a simple shear with left-sided signs of movements. (E) – Stereoplot for bedding, foliation and flattened pebbles in conglomerates (equal area projection, lower hemisphere).

ции мелких (до первых сантиметров) галек проводился анализ отношений их осей в ориентированных образцах, выпиленных из обнажения в плоскостях, параллельных плоскостям XZ и YZ эллипсоида конечной деформации. Кроме этого, определялся угол ϕ – угол между длинной осью гальки и предпочтительной ориентировкой слоистости. Отобранные в поле образцы затем распиливались на серии пластин, параллельных плоскостям XZ и YZ . Измерение и анализ осей галек и их угловых отношений в ориентированных образцах проводился с использованием программы EllipseFit 3.11.0 (Volmer, 2018). Результаты наносились на диаграммы R_{xz}/ϕ (Lisle, 1985, Ran et al., 2018), Флинна (Flinn, 1962) и Рэмзи (Ramsay, 1967).

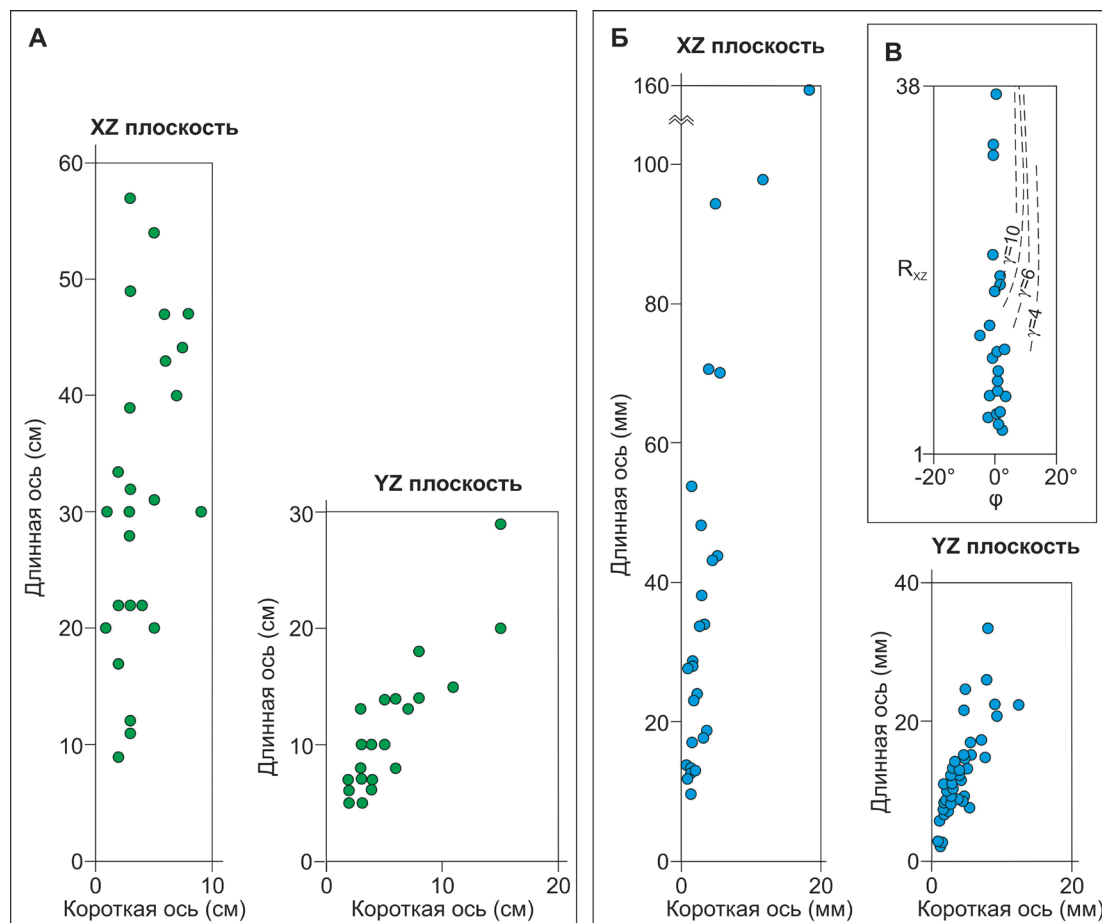


Рис. 3. Результаты измерений длинных и коротких осей деформированных галек конгломератов в масштабе обнажения (А) и в ориентированных образцах (Б) в плоскостях XZ и YZ эллипсоида конечной деформации. (Б) – диаграмма R_{xz}/ϕ (Lisle, 1985) для деформированных галек в ориентированных образцах (поля величин γ по (Ran et al., 2018)).

Fig. 3. Results of measurements of the long and short axes of deformed conglomerate pebbles at the outcrop scale (A) and in oriented samples (B) in the XZ and YZ planes of a finite strain ellipsoid. (B) – R_{xz}/ϕ diagram (Lisle, 1985,) for deformed pebbles in oriented samples (fields of γ values according to (Ran et al., 2018)).

Результаты оценки величины деформации

В масштабе обнажения в каждой плоскости были измерены оси 25 галек (50 замеров) независимо от их вещественного состава (рис. 3Б). В плоскости XZ величины отношений длинных и коротких осей галек варьируют от 3.3 до 30, а среднее отношение составляет 9.8. В плоскости YZ эти отношения изменяются от 1.3 до 4.3 при средней величине 2.4. Усреднённый эллипсоид конечной деформации имеет следующие отношения его осей – 6.7 (max 30)—2.4 (max 4.3)—1, что отражает более высокую степень деформации вдоль линейности.

В ориентированных образцах (рис. 4) в плоскости XZ были измерены длинные и короткие оси 26 галек, а в плоскости YZ – 43 галек (рис. 3В). В плоскости XZ величины отношений варьируют от 5.5 до 37.7 при средней величине – 13.1. В плоскости YZ отношения длинных и коротких осей галек изменяются от 1.8 до 6.1 и в среднем составляют 3.3. Усреднённый эллипсоид конечной деформации имеет следующие отношения осей – 13.1 (max 37.7)—3.3 (max 6.1)—1, что отражает значительно более высокую степень деформации вдоль линейности. Следует подчеркнуть, что мелкие гальки являются более вытянутыми, то есть более деформированными. Крупные гальки, изучавшиеся непосредственно на обнажении, по-видимому, более устойчивы к деформации, чем мелкие, исследованные в ориентированных образцах, что объясняет большее удлинение последних вдоль линейности.

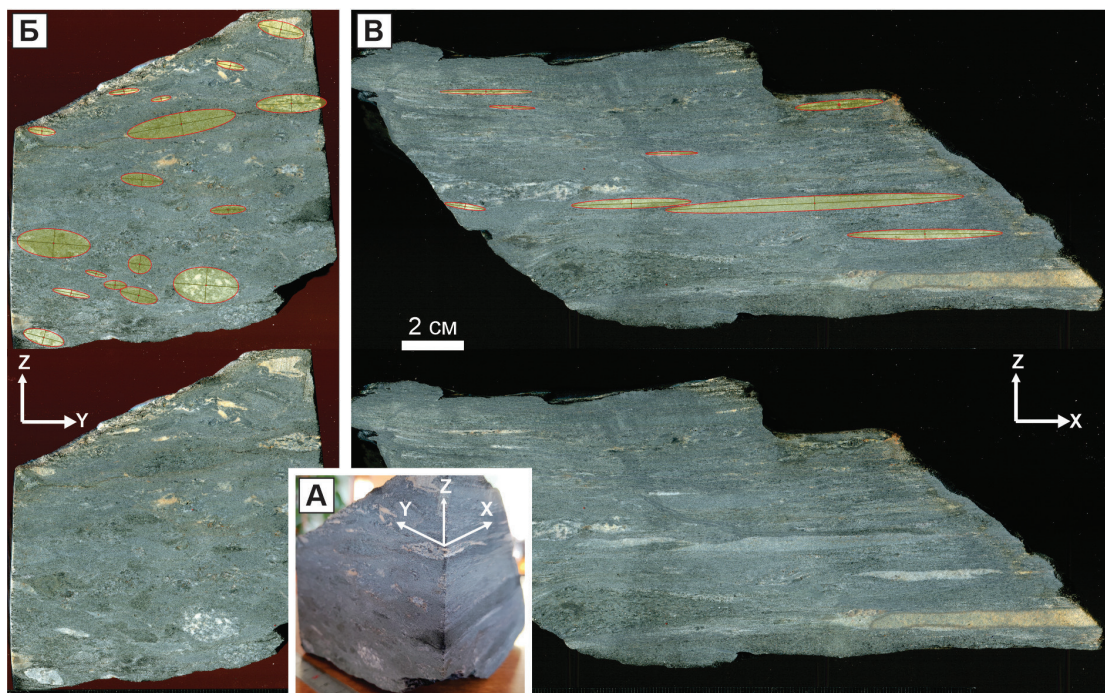


Рис. 4. Общий вид ориентированного образца (А) и примеры его распилов по плоскостям YZ (Б) и XZ (В) эллипсоида конечной деформации. В верхней части снимков на панелях (Б) и (В) обозначены направления длинных и коротких осей галек, а также наиболее подходящие эллипсы деформации галек для соответствующих плоскостей, автоматически сгенерированные в программе *EllipseFit 3.11.0* (Volmer, 2018). Масштаб на (Б) и (В) одинаковый.

Fig. 4. Oriented sample (A) and examples of its cuts along the YZ (B) and XZ (C) planes of a finite strain ellipsoid. At the top of the images in panels (B) and (C) the directions of the long and short axes of the pebbles are indicated, as well as the best-fitting pebble deformation ellipses for the corresponding planes, automatically generated in the *EllipseFit 3.11.0* (Volmer, 2018). The scale in (B) and (C) is the same.

Средний угол ϕ между плоскостью слоистости и длинной осью эллипсоида конечной деформации составляет 0.4° при максимальном отклонении 8° (рис. 3 Г), что соответствует высокой степени деформации вдоль оси X эллипсоида конечной деформации.

Несмотря на то, что первоначальная морфология галек не известна, удлинение галек параллельно как минеральной линейности, так и шарнирам складок позволяет считать удлиненность галек результатом прогрессивной деформации, а не их первичной чертой. Таким образом, величина деформации R_{XZ} конгломератов в целом должна быть в пределах от 9.8 до 13.1 (максимальный же диапазон 3.3–37.7). На диаграмме R_f/ϕ (Ran et al., 2018, рис. 3 Г) усредненное значение отношения R_{XZ} и угол ϕ попадает в поле значений величины деформации γ более 10.

Для более детальной характеристики деформации конгломератов и установления её типа были использованы диаграммы Флинна (рис. 5 А) и Рэмзи (рис. 5 Б). Для крупных галек за величину оси Y было принято среднее значение 11 см, а оси X – 30.6 см. Величина оси Z была принята равной среднему для величин Z на плоскостях XZ (3.9 см) и YZ (5.3 см) эллипсоида конечной деформации, которое составило 4.6 см. Для мелких галек за величину оси Y было принято среднее значение 12.7 мм, а оси X – 40.2 мм. Величина оси Z была принята равной среднему для величин Z на плоскостях XZ (3.6 мм) и YZ (4.1 мм) эллипсоида конечной деформации, которое составило 3.8 мм. Параметр K , описывающий форму эллипсоида конечной деформации, был рассчитан по формуле $K = \ln(X/Y)/\ln(Y/Z)$ (Fossen, 2010) и составил 1.17 для крупных галек и 0.97 для мелких.

На основе морфологии эллипсоида конечной деформации, описываемой параметром $K = R_{XY}/R_{YZ}$, выделяются два главных типа деформации – пережим или обжатие (*constriction*) и расплющивание (*flattening*) (Fossen, 2010). Пережим или обжатие представляет собой равномерное и всестороннее сжатия в плоскости, в которой лежит центр исходной сферы, а векторы сжатия име-

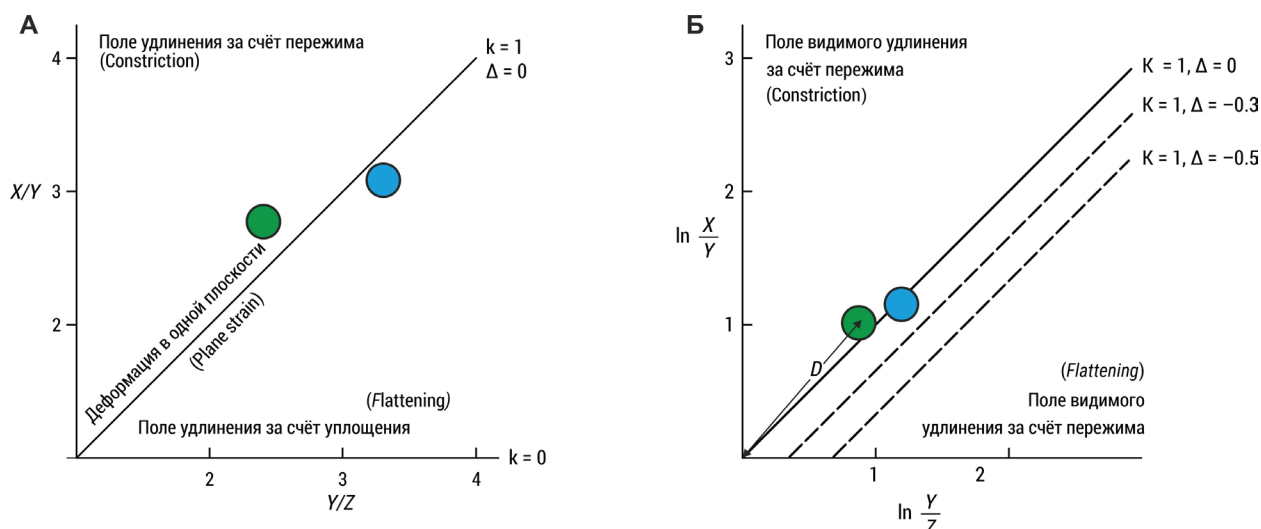


Рис. 5. Положение деформированных галек конгломератов на диаграммах Флинна (Flinn, 1962) (А) и Рэмзи (Ramsay, 1967) (Б). Зелёный круг – крупные гальки в масштабе обнажения, синий круг – гальки из ориентированных образцов. X , Y и Z – главные оси деформации.

Fig. 5. Position of deformed conglomerate on the diagrams of Flynn (1962) (A) and Ramsay (1967) (B). Green circle – large pebbles at outcrop scale, blue circle – pebbles from oriented samples. X , Y and Z are the main axes of deformation.

ют одну и ту же величину, лежат в этой плоскости и направлены со всех сторон к центру сферы. Это приводит к образованию эллипсоида конечной деформации, близкого эллипсоиду вращения, длинная ось которого перпендикулярна указанной выше плоскости. Такой тип деформации характеризуется значительно большей величиной R_{XY} по сравнению с величиной R_{YZ} , то есть $R_{XY} \gg R_{YZ}$, а параметр $K \gg 1$. Деформированные таким образом породы являются L тектонитами. Расплющивание происходит тогда, когда исходная сфера расплющивается, и ее пластичное вещество равномерно растекается во все стороны от центра сферы в плоскости, перпендикулярной оси максимального сжатия. При этом величина R_{XY} значительно меньше по сравнению с величиной R_{YZ} , то есть $R_{XY} \ll R_{YZ}$, а параметр $K \ll 1$, и образуются S тектониты. При близких величинах отношений $R_{XY} \approx R_{YZ}$, когда $K \approx 1$, формируются L=S тектониты, у которых удлинение и расплющивание проявлены примерно в равной степени и одинаковы при $K = 1$. В этом случае говорят о плоскостной деформации (*plane deformation* или *plane strain*).

Для рассматриваемых деформированных конгломератов величина параметра K составляет 1.17 для крупных и 0.97 для мелких галек, то есть она близка к 1. Таким образом, деформированные конгломераты являются L=S тектонитами, образовавшимися при плоскостной деформации. Расстояние от точки на диаграмме Рэмзи (рис. 5 Б), построенной для деформированных пород, до начала координат является параметром D , который показывает степень преобразования изначальной сферы в эллипсоид, при этом чем больше этот параметр, тем больше величина деформации (Fossen, 2010). В нашем случае параметр D равен 1.3 и 1.6, что вместе с полученными значениями отношений R_{XZ} и угла ϕ , а также оценке параметра γ свидетельствует о значительной деформации конгломератов.

Направление сдвига

В плоскости, параллельной линейности и перпендикулярной усредненной ориентировке слоистости, сланцеватости и уплощения галек, то есть в плоскости XZ эллипсоида конечной деформации, деформированные гальки являются ассиметричными (рис. 2 Г, Д) и имеют моноклинную симметрию. Эти особенности морфологии присущи объектам, деформированным в условиях простого сдвига (Hanmer, Passchier, 1991). В большинстве случаев наблюдаемая асимметрия деформированных галек указывает на левосторонний характер сдвиговых деформаций и движения вышележащих пород в юго-восточном направлении по усредненной вертикальной плоскости сланцеватости и сло-

истости. Таким образом, вывод о том, имело ли это движение взбросовый или сбросовый характер в зависимости от направления падения плоскостных тектур, сделать нельзя.

Обсуждение результатов и выводы

Минеральная линейность в районе Костомукшского зеленокаменного пояса и его обрамления круто погружается в северо-восточном направлении и параллельна шарнирам мелких складок, а деформированные гальки конгломератов вытянуты вдоль линейности (Лазарев, 1966, 1971). При этом оси галек конгломератов, вероятно, входящих в состав суккозерской свиты, изученные в керне, имеют отношение их взаимно перпендикулярных длинных, промежуточных и коротких осей $(15-25)-(3-5)-1$ (Лазарев, 1966), что соответствует максимальному значению величины деформации $R_{xz} = 25$. Проведённые нами исследования свидетельствуют о том, что деформационные структуры, наблюдаемые в обнаруженных конгломератах, сходны с таковыми, описанными в работе (Лазарев, 1966), при этом величина деформации галек показывает большее значение $(13.1-37.7)-(3.3-6.1)-1$, что соответствует максимальному значению $R_{xz} = 37.7$. Ранее отмечалось, что главной (доминирующей) в пределах всего месторождения является крутая линейность, крутизна которой предположительно отражает увеличение степени метаморфизма (Лазарев, 1966, 1971). В нашем случае параллельные друг другу линейность, длинные оси галек и шарниры складок полого (углы $18-23^\circ$) погружаются к СВ, при этом сами гальки испытали весьма значительную деформацию. Современные исследования показывают, что пологая до горизонтальной линейность может образовываться в орогенных поясах высоких давлений и преобладать в них (см., например, Fernández, Catalán, 2012).

Установленный плоскостной характер деформации ($K \approx 1$) может быть проявлен локально, так как в работах (Holst, Fossen, 1987; Jaensch et al., 2022) показано, что в юго-западных скандинавских каледонидах в слое конгломератов, смятых в асимметричную складку, характер деформации меняется от сильного расплющивания ($K \ll 1$ на длинных крыльях) до обжатия ($K \gg 1$ в замках и на коротком опрокинутом крыле).

Таким образом, на изученном участке конгломераты испытали значительную плоскостную деформацию простого сдвига ($K \approx 1$; $\gamma > 10$) при левосторонних движениях по траектории вдоль линии СВ $55^\circ/23^\circ$ по крутым плоскостям сдвига северо-восточного простирания.

Благодарности

МСВ благодарен В. В. Балаганскому за консультации при полевых исследованиях, а также критический и конструктивный анализ первоначального варианта рукописи.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 22-17-00026).

Литература

1. Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск. Изд-во: Карелия, 1981. 143 с.
2. Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л. Изд-во: Наука, 1991. 176 с.
3. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. В. Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
4. Кожевников В. Н., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Сергеев С. А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
5. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. №1. С. 58–76.
6. Лазарев Ю. И. Линейность кристаллических сланцев Костомукшского железорудного месторождения и ее интерпретация // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых размещения полезных ископаемых Карелии. Сборник статей. Петрозаводск. Карельское книжное издательство. 1966. С. 290–303.

7. Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения Карельской АССР. Л. Изд-во: Наука, 1971. 192 с.
8. Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.
9. Слабунов А. И., Егоров А. В., Кервинен А. В., Максимов О. А., Медведев П. В., Нестерова Н. С. Геодинамические обстановки ранней Земли и архейские полосчатые железистые кварциты. Промежуточный отчет по гранту РНФ 22-17-00026. 2022.
10. Слабунов А. И., Кервинен А. В., Максимов О. А., Медведев П. В., Мудрук С. В., Нестерова Н. С., Ильченко А. А. Геодинамические обстановки ранней Земли и архейские полосчатые железистые кварциты. Промежуточный отчет по гранту РНФ 22-17-00026. 2023.
11. Chu Y., Lin W. Strain analysis of the Xuefengshan Belt, South China: From internal strain variation to formation of the orogenic curvature // *Journal of Structural Geology*. 2018. V. 116. P. 131–145. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.002>.
12. Fernández R. D., Catalán J. R. M. Stretching lineations in high-pressure belts: the fingerprint of subduction and subsequent events (Malpica–Tui complex, NW Iberia) // *Journal of the Geological Society*. 2012. V. 169. P. 531–543. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-101>.
13. Flinn D. On folding during three-dimensional progressive deformation // *Quarterly Journal of the Geological Society*. 1962. V. 118. P. 385–428. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.118.1.0385>.
14. Fossen H. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York. 2010.
15. Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada. 1991. P. 90–17. 72 p.
16. Hayman P. C., Fullard R., Cas R. A. F., Squire R. J. Clasts in Archean conglomerates and implications for uplift: Evidence from the 2.7 Ga Agnew Greenstone Belt (Western Australia) // *Precambrian Research*. 2020. V. 344. P. 105758. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105758>.
17. Holst T. B., Fossen H. Strain distribution in a fold in the West Norwegian Caledonides // *Journal of Structural Geology*. 1987. V. 9. P. 915–924. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90001-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90001-0).
18. Jaensch S. E., Lagoeiro L. E., Fossen H., Cavalcante C. Relation between finite strain geometry and quartz petrofabrics in a folded conglomerate in the Norwegian Caledonides // *Journal of Structural Geology*. 2022. V. 160. No 14. P. 104604. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104604>.
19. Lisle R. J. Strain analysis using deformed pebbles: The influence of initial pebble shape // *Tectonophysics*. 1979. V. 60. P. 263–277. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90163-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90163-X).
20. Lisle R. J. *Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/Ø Method*. Pergamon Press. 1985. Ramsay J. G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type // *The Journal of Geology*. 1962. V. 70. P. 466–481. <https://doi.org/10.1086/626837>.
21. Ramsay J. G., Huber M. I. *The Techniques of Modern Structural Geology*. V. 1. Strain Analysis. Academic Press. London. 1983.
22. Ran H., Bons P. D., Wang G., Steinbach F., Finch M. A., Griera A., Gomez-Rivas E., Llorens M.G., Ran S., Liang X., Zhou J. High-strain deformation of conglomerates: Numerical modelling, strain analysis, and an example from the Wutai Mountains, North China Craton // *Journal of Structural Geology*. 2018. V. 114. P. 222–234. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.018>.
23. Slabunov A. I., Nesterova N. S., Maksimov O. A. Geochemistry and Formation Conditions of Mesoarchean Banded Iron Formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton // *Geochemistry International*, 2024 a. V. 62. No. 3. P. 245–266. <https://doi.org/10.1134/S0016702924030054>.
24. Slabunov A. I., Kervinen A. V., Nesterova N. S., Maksimov O. A., Medvedev P. V. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield // *International Geology Review*. 2024 b. V. 66. No 6. P. 1321–1333. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2248501>.
25. Treagus S. H., Treagus J. E. Studies of strain and rheology of conglomerates // *Journal of Structural Geology*. 2002. 24. P. 1541–1567. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00162-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00162-6).
26. Vollmer F. W. Automatic contouring of geologic fabric and finite strain data on the unit hyperboloid // *Computers & Geosciences*. 2018. V. 115. P. 134–142. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.03.006>.