

УДК 551.243.4:551.243.6:552.3:550.382.3 (234.851)

С.Н. Сычев<sup>1</sup>, Р.В. Веселовский<sup>2</sup>, А.К. Худoley<sup>3</sup>, К.В. Куликова<sup>4</sup>

## СООТНОШЕНИЕ НАДВИГОВЫХ И СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ<sup>5</sup>

В результате изучения петромагнитных характеристик комплексов пород зоны Главного Уральского разлома и Войкаро-Сынинской офиолитовой ассоциации сделан вывод о многостадийности произошедших здесь деформаций. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости пород обнаруживает минеральные ориентировки, образованные в результате надвиговых (взбросовых) и сбросо-сдвиговых деформаций на раннем коллизионном этапе формирования Уральского орогена. Выявлены лишь единичные расположения главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, связанные с региональным надвигообразованием — основным этапом становления структуры Урала, что говорит о практически полном затушевывании более поздними сдвиговыми деформациями надвиговых петроструктур.

*Ключевые слова:* анизотропия магнитной восприимчивости, Полярный Урал, Главный Уральский разлом, офиолиты, надвиги, сдвиги.

Petromagnetic characteristics rocks crop out in the Main Uralian Fault zone and Voikar-Synya ophiolites confirmed that multistage deformation led to formation of modern structure of Ural. Analysis of the anisotropy of the magnetic susceptibility of rock minerals detects orientation formed by the thrust (reverse faults) and strike-shear strain at an early stage of the Uralian orogeny. The main axes of the ellipsoid of the anisotropy of magnetic susceptibility associated with regional thrusting — the main stage of formation of structure of the Urals have been revealed rarely. It indicates almost complete resetting thrust petrofabric by later shear deformations.

*Key words:* anisotropy of magnetic susceptibility, Polar Urals, Main Ural Fault, ophiolites, thrust faults, strike-slip.

**Введение.** Породы офиолитовой ассоциации, расположенной в пределах южной части Полярного Урала, и ее западного обрамления, относимого к зоне Главного Уральского разлома (ГУР), с точки зрения петрологии изучали многие ученые; к последним работам, посвященным этой теме, относятся публикации [Белоусов, 2009; Савельева и др., 2008, 2013; Шмелев, 2011 и др.]. Структурные и петроструктурные исследования офиолитов, включая составление детальных карт, также проводились многие геологи, например [Гончаренко, Чернышов, 1980; Щербаков, 1988; Савельева, 1987; Строев..., 1990; Савельева и др., 2008; Шмелев, 2011]. Выявление структурных особенностей и этапов эволюции комплексов зоны ГУР практически не осуществлялось.

На основе предшествующего изучения мезоструктурных элементов, зафиксированных в

породах южной части Полярного Урала, нами выделено восемь стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса [Сычев, Куликова, 2012]. Цель наших исследований — уточнение тектонической эволюции пород и комплексов зоны ГУР и его обрамления на основе оригинального изучения магнитных характеристик пород.

Зону ГУР изучали на опорных участках массива Рай-Из (рис. 1, А), р. Средний Кечьпель (рис. 1, Б), массива Хордьюс (рис. 1, В), р. Мокрая Сыня и блока Дзеляю (рис. 1, Д). Также исследования проводились в районе сочленения офиолитовых и палеоостроводужных комплексов (р. Лагортаю) (рис. 1, Г). Участки расположены на всем протяжении южной части Полярного Урала.

**Геология района исследований.** Зона ГУР в северном и северо-восточном обрамлении массива

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра геологии месторождений полезных ископаемых, ст. преп., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* s.sychev@spbu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* goman.veselovskiy@ya.ru

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра региональной геологии, профессор, заведующий кафедрой, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* a.khudoley@spbu.ru

<sup>4</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, лаборатория петрографии, руководитель лаборатории, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* kulikova@geo.komisc.ru

<sup>5</sup> Работа выполнена на оборудовании, приобретенном по программе развития МГУ, при поддержке гранта Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Z50.31.0017), грантов РФФИ (проекты № 15-35-20591 и 15-35-20599), НИР СПбГУ (проект № 3.38.137.2014) и в рамках программы фундаментальных научных исследований № 15-18-5-57 «Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизионного Уральского орогена».

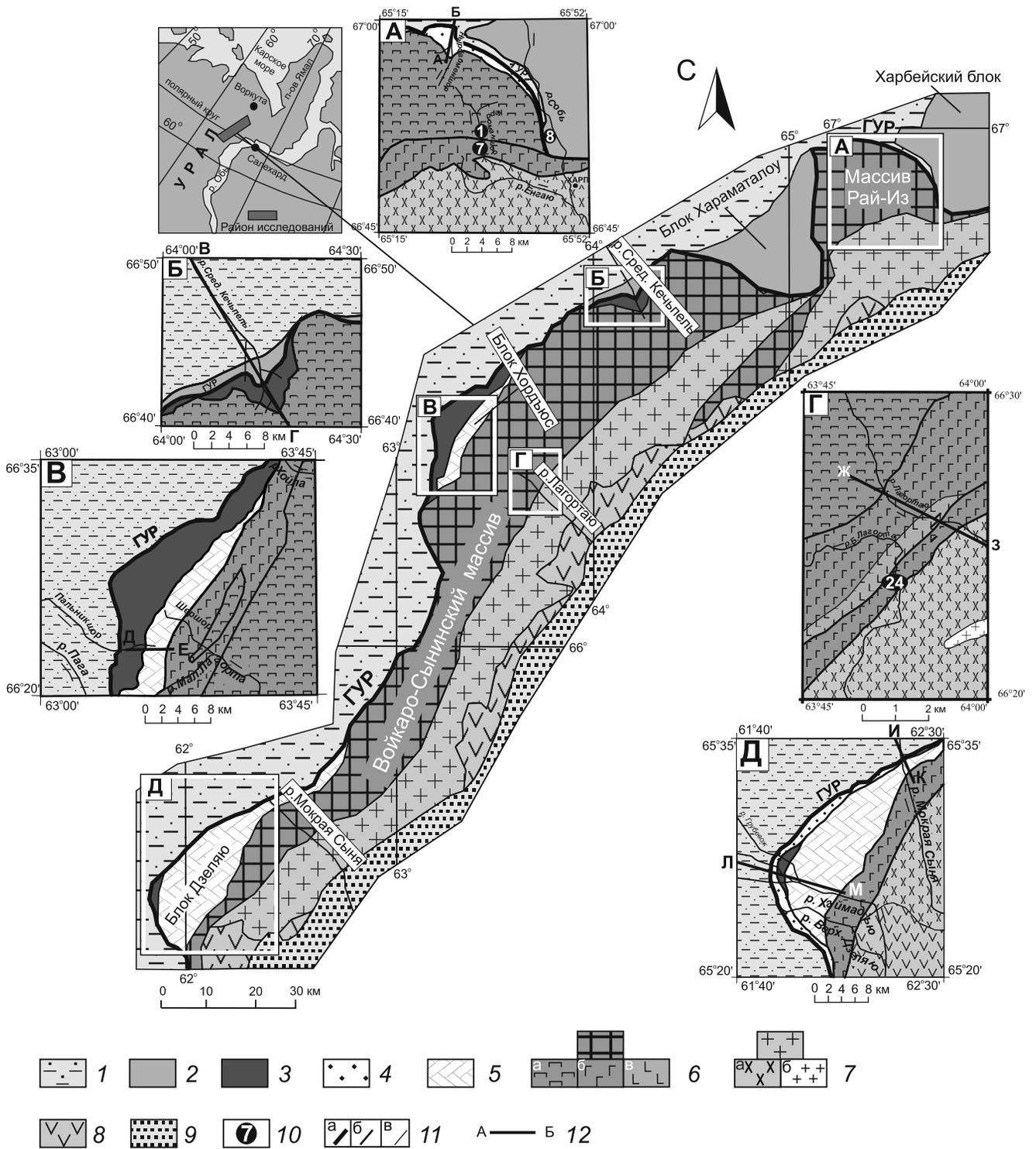


Рис. 1. Тектоническая схема южной части Полярного Урала и участков исследований  
 Западно-Уральская мегазона: 1 — палеозойские осадочные комплексы шельфа и континентального склона Восточно-Европейского континента, вулканиты и докембрийские вулканиты бимодальной серии (Лемвинский аллохтон)  
 Центрально-Уральская мегазона: 2 — докембрийские метаморфические комплексы основания Восточно-Европейского континента (Харбейский и Хараматалоуский блоки)  
 Зона ГУРа (3-5): 3 — серпентинитовый меланж; 4 — динамометаморфиты пальникшорской толщи; Тагило-Магнитогорская мегазона: 5 — метаморфизованные ультраосновные и основные породы (дзеляюский комплекс ( $V_1?$ )); 6 — габбро-гипербазитовые офиолитовые массивы: а — райизско-войкарский комплекс дунит-гаршбургитовый ( $V_1?$ ); б — кэршорский комплекс дунит-верлит-клинопроксенит-габбровый ( $O_3$ ); в — лагортаюский комплекс долеритовых даек ( $O_3-S_1?$ ); 7 — девонские островодужные гранитоиды: а — собский габбро-диорит-плагиогранитный комплекс ( $D_{1-2}$ ); б — янослорский гранитный комплекс ( $D_3$ ); 8 — островодужные вулканогенно-осадочные образования позднесилурийско-девонского возраста; 9 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 10 — номера азимутальных проекций главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 4); 11 — разрывные нарушения и геологические границы: а — Главный Уральский разлом, б — прочие разломы, в — интрузивные контакты; 12 — линии разрезов (рис. 2)

Рай-Из, в долине руч. Нырдовоменшор (рис. 1, А), представлена мощной (до 2 км) полосой полимиктового серпентинитового меланжа, где встречены округлые глыбы и валуны серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, измененные в зеленосланцевой фации, базальты и их туфы, долериты, кремнистые породы и углисто-кремнистые сланцы, а выше по ручью наблюдается полоса (до 400 м) амфиболовых кристаллосланцев (рис. 2, А). В районе р. Средний Кечьпель (рис. 1, Б) зона ГУР представлена динамометаморфитами пальникшорской толщи, сложенной переслаивающимися зелеными и глаукофановыми сланцами, гранат-глаукофановыми кристаллосланцами, клиноцоизитовыми и гранатовыми амфиболитами, кристаллосланцами переменного состава и бластомилонитами (рис. 2, Б). Возраст толщи условно принимается позднерифейским по аналогии с породами ивтысьшорской свиты, но, вероятно, этот комплекс пород, выделяемый как толща, является не стратиграфическим подразделением, а тектонической единицей, включающей в себя подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму различные толщи бимодальной вулканогенной ассоциации.

Главный Уральский разлом в районе массива Хордьюс (рис. 1, В) маркируется полосой глаукофановых сланцев, а пальникшорская толща имеет более сложное строение и разнообразный состав, а также менее выраженную зональность (рис. 2, В). Дзеляюский комплекс (возраст комплекса определяется как ранневендский по данным Th-U-Pb изотопного датирования цирконов [Remizov, Pease, 2004]) разграничивается на западную зону, представленную высокостронциевыми габброноритами, метагабброидами и друзитами, и восточную, сложенную низкостронциевыми гранат-клиноцоизит-амфиболовыми кристаллосланцами и клиноцоизитовыми амфиболитами. В районе р. Мокрая Сыня (рис. 1, Д) зона ГУР диагностируется по наличию глаукофановых сланцев и плагиогранитов погурейского комплекса (возраст комплекса условно принимается как позднекаменноугольно-раннепермский) в западном ограничении дзеляюского комплекса (рис. 2, Д). На участке блока Дзеляю (рис. 1, Д) подошва ГУР представлена полосой тектонитов, в их строении наблюдается четкая зональность: западная полоса имеет ширину 400–800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами, восточная (1–2 км) — сложена апобазальтовыми и апогаббро-амфиболитовыми глаукофанитами (рис. 2, Е). Пальникшорская толща на данном участке представлена гранат-амфибол-кварц-альбитовыми кристаллосланцами, а дзеляюский комплекс сложен гипербазитами, габброноритами, метагабброидами, двупироксеновыми гранулитами, амфиболитами и гранат-клиноцоизит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами.

Исследование обрамления зоны ГУР проводилось в пределах Лемвинской зоны (аллохтона), где изучались парасланцы орангской свиты ( $O_{1-2}$ ), вулканогенно-осадочные образования молдшорской свиты ( $O_{2-3}$ ) и флишоиды кечьпельской свиты ( $C_3-P_1$ ). В Харбейском блоке исследовались кристаллосланцы няровейской серии ( $RF_2$ ), а в Хараматалоуском блоке — сланцы хараматалоуской толщи ( $RF_2$ ). В Войкарской зоне (аллохтоне) рассматривается: 1) дунит-гарцбургитовый райизско-войкарский комплекс (данные U-Pb и Re-Os изотопного датирования выявляют ранневендские магматические события в формировании комплекса [Савельева и др., 2006]), 2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый кэршорский комплекс (возраст комплекса определяется как позднеордовикский по данным U-Pb изотопного датирования цирконов [Ремизов и др., 2010]), 3) габбро-долеритовый лагортаюский комплекс параллельных даек (данные U-Pb изотопного датирования практически точно согласуется с данными о возрасте вмещающих габброидов кэршорского комплекса [Ремизов и др., 2012], но не исключен и более молодой раннесилурийский возраст), 4) тоналитовый собский комплекс (Rb-Sr- и U-Pb-методы изотопного датирования обнаруживают ранне-среднедевонский возраст комплекса [Геохимия..., 1983 и др.]).

**Материалы и методы исследований.** Для исследования петромагнитных характеристик пород из ориентированных образцов выпилили кубики (~150 шт.), от 1 до 4 в зависимости от размера образца, для каждого из них в петромагнитной лаборатории МГУ на каппометре KLY-4S («AGICO») определены параметры анизотропии магнитной восприимчивости. Обработку результатов измерений выполняли с помощью программы Anisoft 4.2 [Chadima and Hroudá, 2006]. Для интерпретации магнитных ориентировок строили азимутальные проекции при помощи программы QuickPlot 3.0 (D.V. Everdingen).

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) — информативная петромагнитная характеристика горных пород. Среди причин образования анизотропии магнитной восприимчивости важная роль отведена одноосному давлению при высокой температуре, которое сопровождается кристаллизацией и перекристаллизацией горных пород [Использование..., 1986; Tarling, Hroudá, 1993]. Связь магнитной анизотропии пород с их текстурными особенностями, в частности зависимость АМВ от распределения длинных и коротких осей магнитных минералов, позволяет использовать результаты измерений АМВ для изучения структурных элементов деформированных пород [Использование..., 1986; Tarling, Hroudá, 1993; Borradaile, Henry, 1997 и др.]. Многочисленные исследования на качественном уровне подтвердили положительную корреляцию между параметрами АМВ и

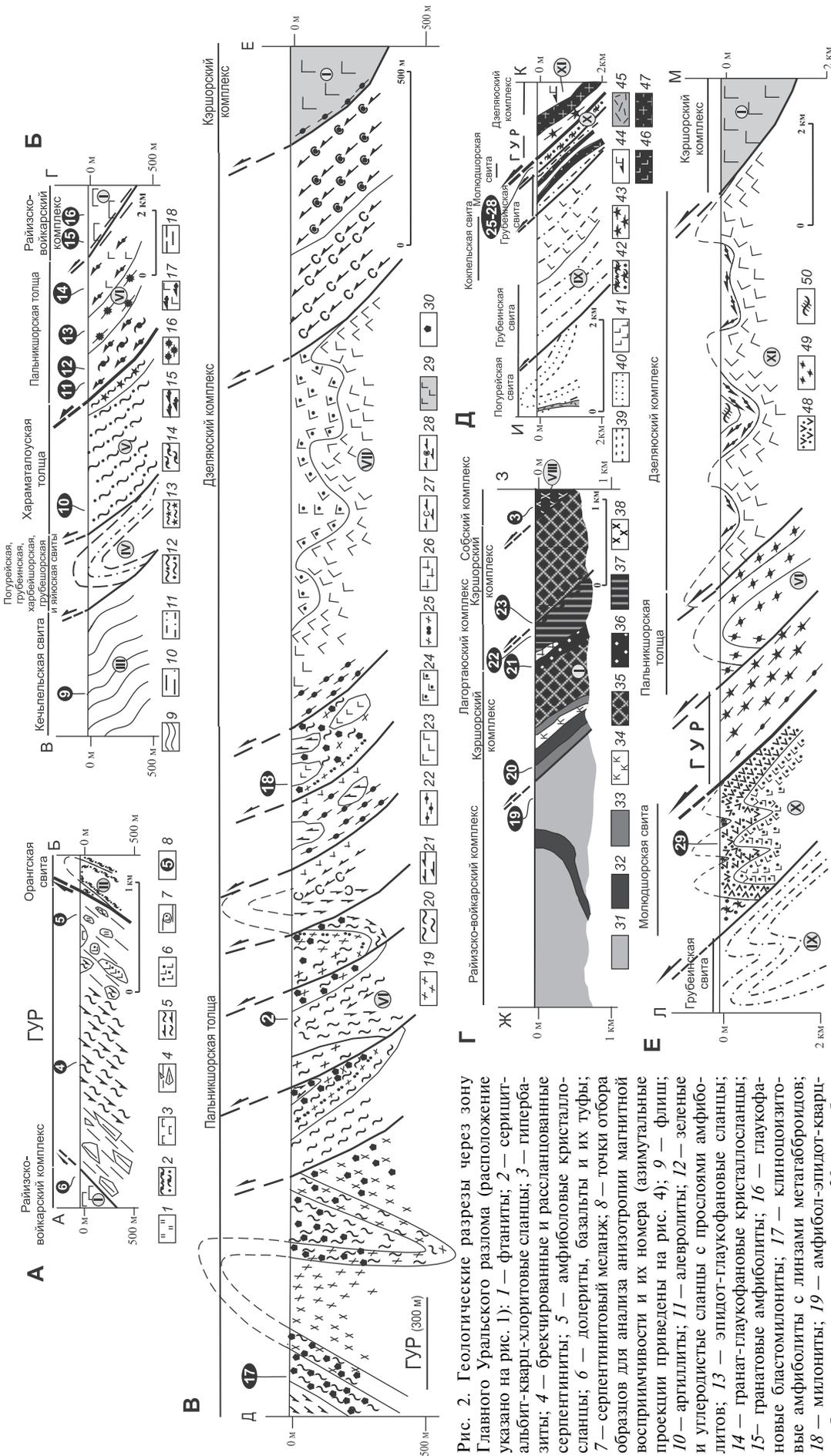


Рис. 2. Геологические разрезы через зону Главного Уральского разлома (расположение указано на рис. 1): 1 — фаниты; 2 — серицит-альбит-кварц-хлоритовые сланцы; 3 — гипербазиты; 4 — брекчированные и рассланцованные серпентиниты; 5 — амфиболовые кристалло-сланцы; 6 — долериты, базальты и их туфы; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — точки отбора образцов для анализа аннизотропии магнитной восприимчивости и их номера (азимутальные проекции приведены на рис. 4); 9 — флиши; 10 — артиллиты; 11 — алевролиты; 12 — зеленые и углеродистые сланцы с прослоями амфиболитов; 13 — эпидот-глаукофановые сланцы; 14 — гранат-глаукофановые кристаллосланцы; 15 — гранатовые амфиболиты; 16 — глаукофановые бластомилониты; 17 — клиноцититовые амфиболиты с линзами метагабброидов; 18 — милониты; 19 — амфибол-эпидот-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 20 — альбит-хлорит-актинолитовые сланцы; 21 — амфиболиты; 22 — гранат-клиноцитит-амфиболитовые кристаллосланцы; 23 — клиноцититы и верлиты; 24 — клинопироксениты; 25 — габбро; 26 — гранат; 27 — гарцибургиты; 28 — дуниты; 29 — клинопироксениты; 30 — дуниты; 31 — дуниты; 32 — дуниты; 33 — дуниты; 34 — клинопироксениты; 35 — габбронориты, габбро пироксеновое и амфиболовое; 36 — изотропное габбро; 37 — параллельные дайки долеритов; 38 — диориты; 39 — гравелиты; 40 — песчаники; 41 — базальты; 42 — долериты оранжоганско-лемвинского комплекса (O<sub>1-2</sub>); 43 — глаукофановые сланцы; 44 — метагабброиды и гранатовые амфиболиты; 45 — риолиты пожемского комплекса (E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>); 46 — долериты амфибол-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 47 — платиограниты поурейского комплекса; 48 — туфы среднего состава; 49 — гранат-амфибол-кварц-альбитовые кристаллосланцы; 50 — двупироксеновые гранулиты.

Римскими цифрами в кружках обозначены: I — Пайерская пластина; II — Оранжевая пластина; III — Западный покров; IV — Верхнехорькотский покров и Грубешорская пластина; V — Хараматаулуская пластина; VI — Пальникшорская пластина; VII — Хорьютская пластина; VIII — Лагортановская пластина; IX — Приводораздельный покров; X — Игдейганская пластина; XI — Делянская пластина

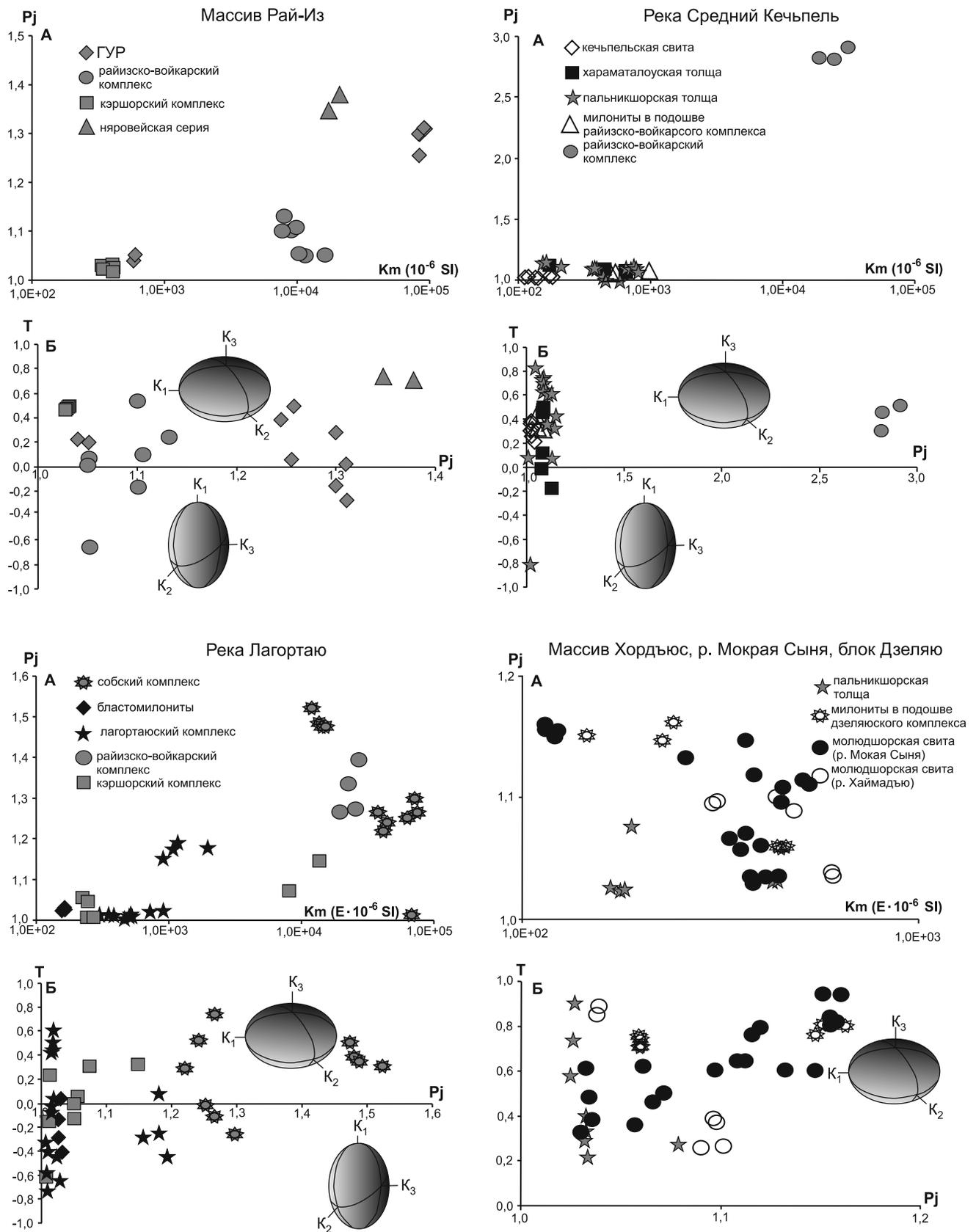


Рис. 3. Диаграммы распределения интенсивности АМВ и среднего значения магнитной восприимчивости; формы эллипсоида АМВ и интенсивности АМВ.

В районе массива Рай-Из ориентировка эллипсоида анизотропии для зоны ГУР связана со сбросовыми деформациям (рис. 4 А, 4, 5). Для пород райизско-войкарского комплекса в северном обрамлении массива Рай-Из расположение эллипсоида анизотропии обнаруживает сдвиговую кинематику (рис. 4 А, 6), а в южном ограничении массива взбросовую (рис. 4 А, 7). В кэршорском комплексе и няровейской серии оси укорочения расположены субмеридионально, а оси удлинения — субширотно и погружаются под малыми углами (рис. 4 А, 7, 8), что связано со сдвиговыми деформациями

деформацией горных пород [Tarling, Hrouda, 1993; Parés, Van Der Pluijm, 2004], но количественные отношения между ними остаются дискуссионными [Ježek, Hrouda, 2007 и др.].

Так как форма эллипсоида АМВ напрямую зависит от действующих напряжений, то наиболее важным для исследования представляется совпадение ориентировок главных осей эллипсоида АМВ и эллипсоида деформации [Использование..., 1986; Borradaile, Henry, 1997]. Этот факт позволяет расшифровывать кинематику разрывных нарушений и устанавливать этапность деформационного процесса с применением критерия Андерсона [Anderson, 1951].

АМВ определяется симметричным тензором 2-го ранга. Величины трех главных осей эллипсоида АМВ обозначаются следующим образом:  $K_1$  — максимальная,  $K_2$  — промежуточная,  $K_3$  — минимальная магнитная восприимчивость. Для характеристики АМВ используют следующие параметры: 1) среднее значение восприимчивости —  $K_m$  ( $1E-06$  ед. СИ); 2) магнитная линейность ( $L$ ); 3) магнитная полосчатость ( $F$ ); 4) степень (интенсивность) АМВ ( $P_j$ ); 5) параметр формы ( $T$ ), изменяющийся от  $-1$  (удлинённый эллипсоид) до  $+1$  (сплюснутый эллипсоид).

**Результаты исследований и их обсуждение.** Анализируемые породы разбиты на группы по величине средней объёмной магнитной восприимчивости (ОМВ). Выделяются амфиболовые кристаллосланцы зоны ГУР (район массива Рай-Из), породы няровейской серии, райизско-войкарского, собского и отчасти кэршорского комплексов (величина ОМВ составляет от 10 480 до 105 790), значения для остальных изученных подразделений изменяются от 99 до 991 (рис. 3). По величине интенсивности АМВ выделяется та же группа пород (величина АМВ от 1,2 до 2,9), значения АМВ для остальных геологических единиц варьируют от 1 до 1,2. Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплюснутая.

Ориентировка эллипсоида анизотропии в породах Лемвинского аллохтона и Хараматалоуской пластины в районе р. Средний Кечьпель связана со сбросовыми смещениями (рис. 4, А, 9, 10). Для пород Пальникшорской пластины эллипсоиды АМВ располагаются неупорядоченно, фиксируют как сбросовые, так и сдвиговые нарушения (рис. 4, А, 11–14), что объясняется ее сложным покровно-сдвиговым тектоническим строением и разнообразием вещественного состава слагающих пород. Расположение эллипсоида АМВ в милонитах фиксирует сдвиговую обстановку (рис. 4, 15). В Войкарском аллохтоне субвертикальная ориентировка минимальной оси связана со сбросовыми деформациями (рис. 4, Б, 16). Таким образом, ориентировка главных осей эллипсоидов АМВ для Лемвинского аллохтона, Хараматалоуской пластины, Пальникшорской

пластины (вблизи ГУР) и Войкарского аллохтона определяется результатами сбросообразования, а для остальных пород в составе Пальникшорской пластины и милонитов — результатами сдвиговых деформаций.

В районе массива Хордьюс ориентировки эллипсоидов АМВ во фронтальной части пальникшорской толщи связаны со сбросообразованием (рис. 4, Б, 17), а в тыловой части — со взбросообразованием (рис. 4, А, 2). В милонитах подошвы Хордьюсской пластины ориентировка эллипсоидов фиксирует сдвиговые перемещения (рис. 4, Б, 18).

В гипербазитовом комплексе в районе р. Лагортаю ориентировка осей эллипсоида АМВ связана со сдвигообразованием (рис. 4, Б, 19). Пространственная характеристика направлений главных осей эллипсоидов АМВ для образцов из комплекса параллельных даек не дает преимущественной ориентировки, что было показано ранее [Куренков и др., 2002], здесь присутствуют как сдвиговые, так и сбросовые деформации (рис. 4, Б, 21, 22). Ориентировка осей эллипсоида в породах кэршорского комплекса фиксирует сбросовые нарушения (рис. 4, Б, 20, 24). Расположение осей эллипсоида в зоне бластомилонитизации, разделяющей кэршорский и лагортаюский комплексы, связано со сдвиговыми смещениями (рис. 4, Б, 23). Для диоритов собского комплекса ориентировка связана с региональным надвигообразованием, последующим разворотом и выполаживанием (обр. № 8809) элементов залегания геологического тела (рис. 4, Б, 3) при приближении к фронтальной части надвига, разграничивающего офиолитовые и палеоостроводужные комплексы.

В породах моллюдшорской свиты в районах р. Мокрая Сыня и блока Дзеляю наблюдаются в основном сбросовые нарушения (рис. 4, Б, 25–29).

Все вышеописанные ориентировки эллипсоидов АМВ сопоставлены со стадиями деформационного процесса. Выявлены лишь единичные ориентировки, связанные с надвигообразованием (взбросообразованием), что свидетельствует о практически полном затухании последующими деформациями надвиговых петроструктур. Сложнее дело обстоит с деформациями, в соответствии с данными анализа мезоструктурных данных мы интерпретируем их как сдвиговые. В ГУР движение происходит не по одной или нескольким плоскостям, а в пределах зоны разлома, ширина которой в некоторых «раздувах» достигает 15–20 км. При расщеплении этой зоны могут возникать как зоны растяжения, так и сжатия. Для этих стадий выявлен сдвиг с растяжением — трансенсия. Следовательно, на поздних стадиях раннего коллизионного этапа происходили сбросо-сдвиговые нарушения. Хаотичное расположение осей эллипсоида АМВ мы связываем со сдви-

А

Надвиг

Сбросо-сдвиг

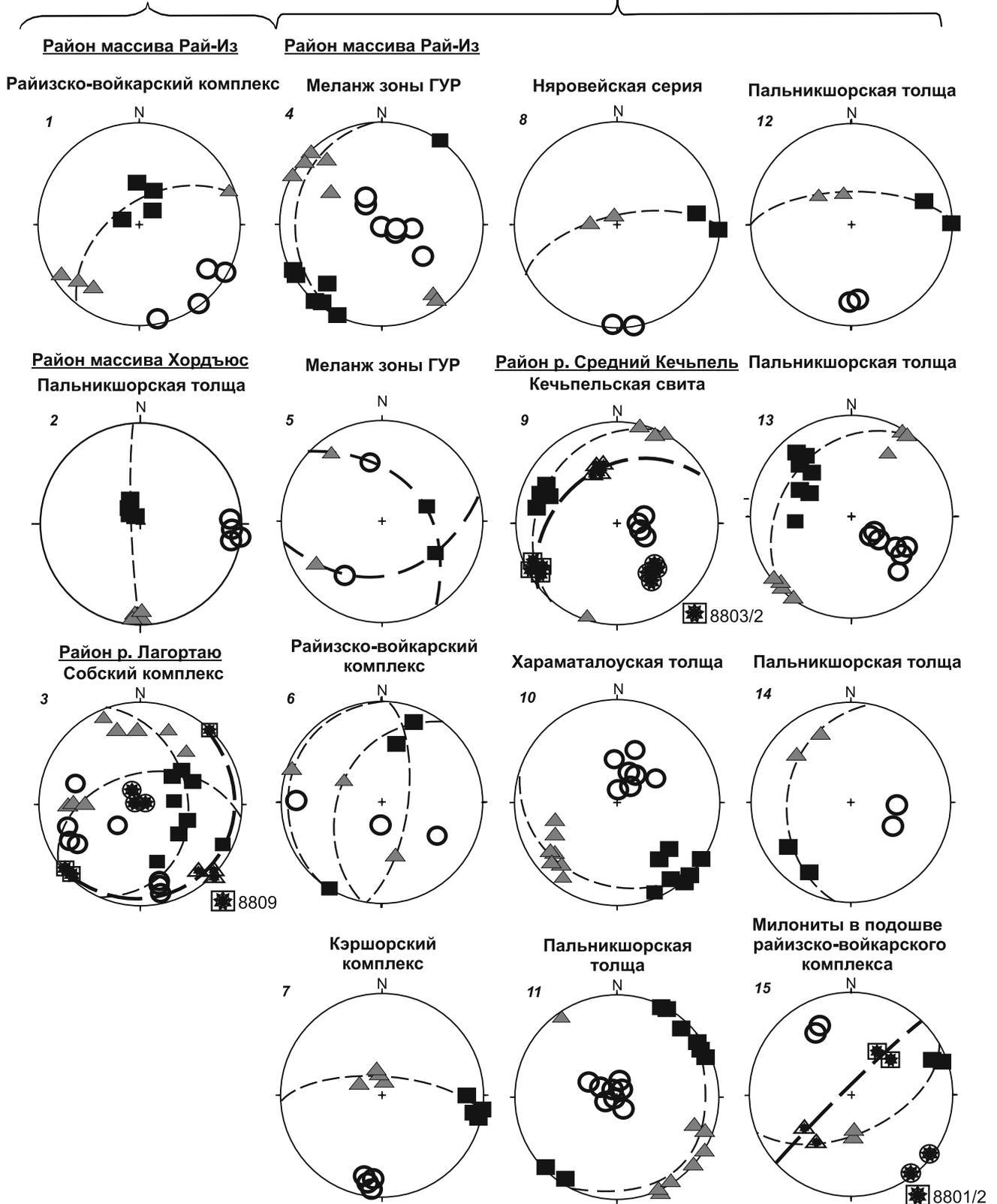


Рис. 4. Азимутальные проекции ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера) (А, Б). Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости. Главные оси ориентированы в географической системе координат

## Б Сбросо-сдвиг

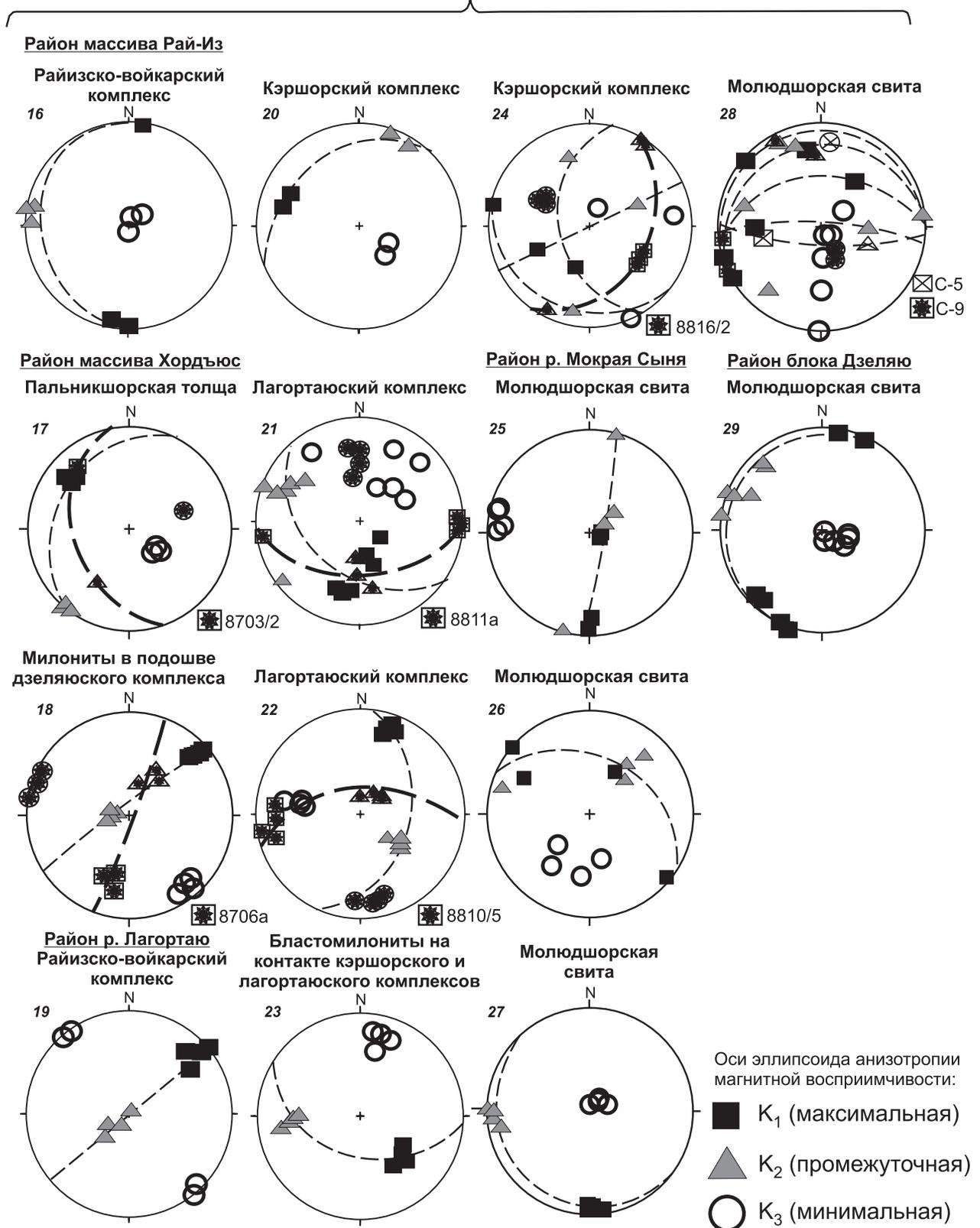


Рис. 4. Окончание

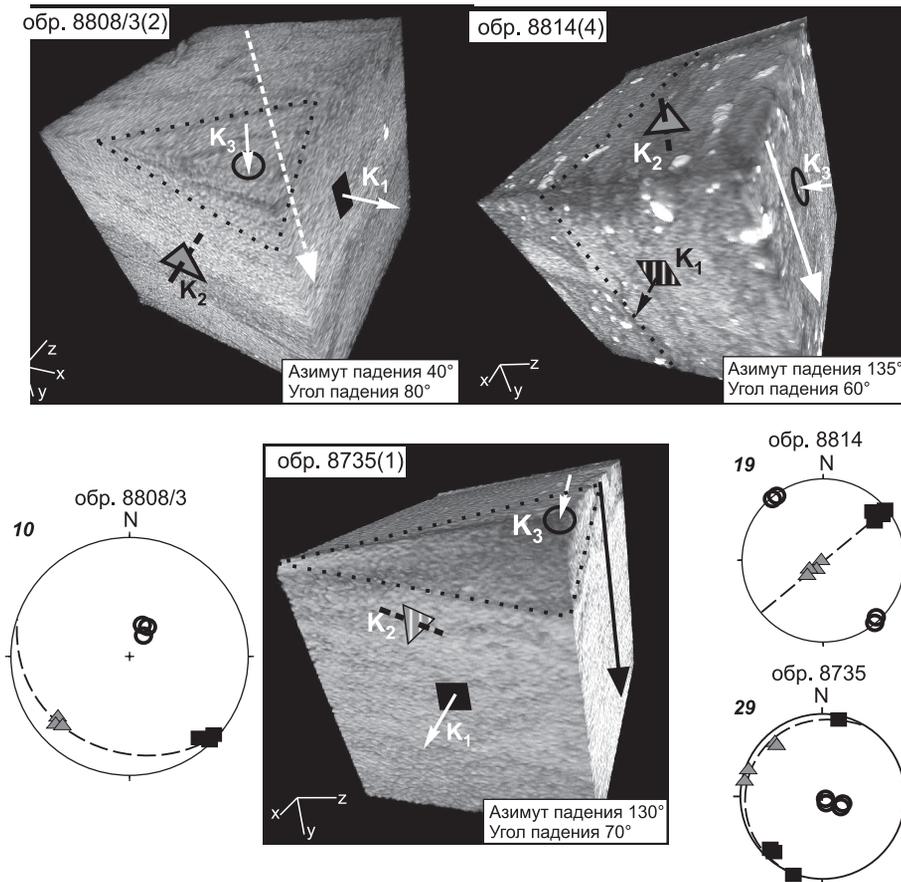


Рис. 5. Соотношения плоскостных элементов пород, в которых измерялась АМВ с главными осями эллипсоида АМВ.  $K_1$  — минимальная,  $K_2$  — промежуточная,  $K_3$  — максимальная оси эллипсоида АМВ. Длинная стрелка показывает направление падения образца, ориентированного при отборе (исходно расположена горизонтально); в правом нижнем углу — элементы залегания образца; пунктир — ориентировка плоскостных элементов породы. Кубики расположены в географической системе координат. Цифра в скобках после номера образца — номер кубика, выпиленного из данного образца.

Образец 8808/3 — амфибол-альбит-кварцевый сланец (хараматалоуская толща), образец 8814 — гарцбургит (райизско-войкарский комплекс), образец 8735 — плагиоклаз-кварц-хлоритовый сланец (молюдшорская свита). Томография выполнена в ресурсном центре «Геомодель» (СПбГУ), аналитик М.В. Никитина

говым этапом, так как, скорее всего, изменение петрофизических параметров, сформированных на надвиговой стадии, происходило именно в это время.

**Заключение.** С помощью анализа АМВ получена наиболее полная и качественная картина, подтверждающая процесс сдвигообразования в зонах милонитизации, разграничивающих тектонические единицы, а также в зонах распространения порфиروبластовых структур. В результате исследования образцов пород, в которых анализировалась анизотропия магнитной восприимчивости, получены ориентировки плоскостных элементов породы, расположенные согласно (минимальная

ось перпендикулярна плоскостным элементам, а максимальная и промежуточная — параллельны плоскостным элементам) с направлениями главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (рис. 5), что положительно характеризует утверждение о связи текстур пород и главных осей АМВ.

К сожалению, на данной стадии исследований мы не имеем возможности оценить количественные отношения между различными параметрами АМВ и конечной деформацией, так как в породах изученной территории проведение стрейн-анализа затруднено из-за отсутствия стрейн-индикаторов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 238–243.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376)

Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика. 1980. № 10. С. 61–71.

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Под ред. Л.Е. Шолпо. Л.: Недра, 1986. 224 с.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Косьянов А.О., Носиков М.В., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 238–242.

Ремизов Д.Н., Куликова К.В., Сычев С.Н. и др. U–Pb-возраст цирконов из плагиогранитов лагортаюского дайкового комплекса на Полярном Урале // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 5. С. 538–540.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океа-

нической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

*Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А.* и др. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 43–57.

*Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г.* и др. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.

*Савельева Г.Н., Сулов П.В., Ларионов А.В.* и др. Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 384–389.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.

*Сычев С.Н., Куликова К.В.* Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сыньинского офиолитового массива // Геотектоника. 2012. № 6. С. 46–54.

*Шмелев В.Р.* Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 649–672.

*Щербаков С.А.* Роль пластических деформаций ультрабазитов на ранних стадиях формирования офио-

литовых комплексов Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 96–110.

*Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd, Wite Plains, 1951. 206 pp.

*Borradaile G.J., Henry B.* Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Science Reviews. 1997. Vol. 42. P. 49–93.

*Chadima M., Hrouda F.* Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. XXVII. P. 20–21.

*Ježek J., Hrouda F.* SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // Computers & Geosciences. 2007. Vol. 33, Iss. 6. P. 749–759.

*Parés J.M., Van Der Pluijm B.A.* Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens // Geologica Acta. 2004. Vol. 2, Iss. 3. P. 213–220.

*Remizov D.N., Pease V.* The Dzela Complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc: The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica // Mem. Geol. Soc. London, 2004. Vol. 30. P. 107–123.

*Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. N. Y.: Chapman and Hall, 1993. 217 p.

Поступила в редакцию  
20.09.2016