

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ ГРАНИТОИДОВ ВЕРХИСЕТСКОГО БАТОЛИТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ВРЕМЕНИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВОСТОЧНОМ СЕКТОРЕ УРАЛА

© 2015 г. В. Н. Смирнов*, К. С. Иванов*, А. В. Травин**, ***, ****

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: smirnov@igg.uran.ru

**Институт геологии и минералогии СО РАН,
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

***Томский государственный университет
634010, г. Томск, просп. Ленина, 36

****Новосибирский государственный университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

Поступила в редакцию 02.03.2015 г.

Принята к печати 28.04.2015 г.

Проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование биотита из интенсивно деформированных тоналитов западнoверхисетского комплекса из зоны Серовско-Маукского разлома. Установлено, что главная фаза деформаций, характеризовавшаяся преобладанием левосдвиговой компоненты, протекала в интервале 315–310 млн лет. Полученные данные согласуются с развиваемыми рядом уральских геологов представлениями о том, что процессы континентальной коллизии на Урале начинаются шарьяжно-надвиговыми дислокациями, которые в дальнейшем сменяются левосторонними сдвиговыми. В раннепермское время (278–276 млн лет) изученные породы повторно испытали более слабое термальное воздействие, по всей вероятности обусловленное дислокациями сбросового характера, признаки которых установлены в изученных породах.

Ключевые слова: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, Урал, дислокационный метаморфизм, коллизия континентальных плит.

Возникновение Уральского подвижного пояса является результатом косо́й коллизии Русской платформы и Казахстанского континента (Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.). Режим транспрессии, обусловленный движением террейнов Урала в северо-западном направлении, во время их столкновения с Русской платформой привел к образованию системы крупных разрывных нарушений левосдвигового характера (Плюснин, 1971; Иванов, 1998; Иванов и др., 2000; Петров и др., 2010; Тевелев, 2012; Bankwitz, Ivanov, 1997; Bankwitz et al., 1998; и др.). Разрывные нарушения этого типа, трассируемые поясами протрузий серпентинизированных ультрамафитов, зонами дробления, расланцевания, бластомилонитизации и меланжа, разделяют крупные сегменты земной коры (террейны), являющиеся главными элементами современной тектонической структуры восточного склона Урала (Смирнов и др., 2003; Петров и др., 2011; Тевелев, 2012; и др.). Позднепалеозойский возраст континентальной коллизии установлен на основе анализа комплекса геологических данных, однако точная датировка разных этапов развития этих

процессов, различающихся преобладающим типом тектонических движений, пока затруднена в связи с недостатком надежных данных. В настоящей работе изложены результаты датирования интенсивно деформированных тоналитов западнoверхисетского комплекса из зоны одного из наиболее крупных разрывных нарушений этого типа – Серовско-Маукского разлома, разделяющего Тагильскую и Верхисетско-Туринскую зоны (террейны) восточного склона Среднего Урала. Полученные данные надежно фиксируют время проявления дислокационного метаморфизма, обусловленного коллизийными деформациями в зоне этого разлома.

Определение возраста дислокаций основано на результатах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по биотиту из пород западной части Верхисетского массива (рис. 1), представляющего собой крупный батолит (80 × 30 км), в составе которого присутствуют гранитоиды различного состава и возраста (Смирнов и др., 2014; и др.). Преобладающая его часть сложена гранодиоритами и гранитами верхисетского и аятского комплексов, образование которых связано с коллизийной стадией развития Урала. Породы

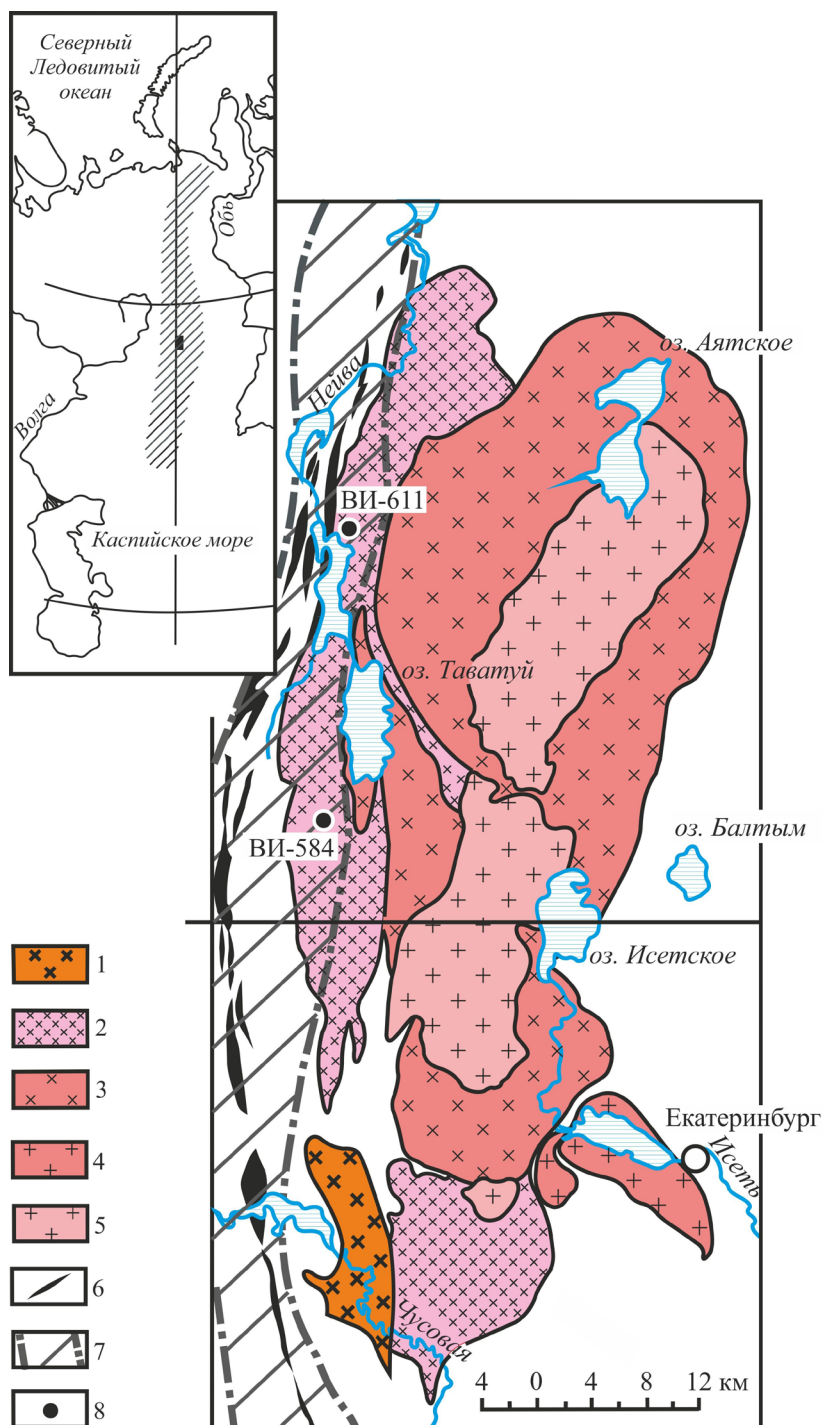


Рис. 1. Схема геологического строения района исследований с точками отбора проб для изотопного датирования.

1 – кварцевые диориты девонского возраста; 2 – средне-позднедевонские тоналиты западноверхисетского комплекса; 3–4 – средне-позднекаменноугольные гранитоиды верхисетского комплекса: 3 – гранодиориты, 4 – граниты; 5 – позднекаменноугольно-раннепермские граниты аятского комплекса; 6 – линзовидные тела серпентинитов, трассирующие зону Серовско-Маукского разлома; 7 – полоса деформированных пород зоны Серовско-Маукского разлома, 8 – точки отбора проб для изотопного датирования.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the research area with sampling sites.

1 – Devonian quartz diorites; 2 – Middle-Late Devonian tonalites of Western Verkhisetsk complex; 3–4 – Middle-Late Carboniferous granitoids of Verkhisetsk complex: 3 – granodiorites, 4 – granites; 5 – Late Carboniferous-Early Permian granites of Ayat' complex; 6 – lens-shaped bodies of serpentinites tracking zone of Serov-Mauk fault; 7 – tract of deformed rocks of Serov-Mauk fault; 8 – sampling sites.

этих комплексов не затронуты или сравнительно слабо затронуты процессами деформаций. Западная часть батолита (Таватуйский плутон) представлена тоналитами западнотаватуйского комплекса, формирование которых происходило до начала процессов континентальной коллизии в условиях активной окраины континента. Значительная часть пород этого плутона попадает в зону Серовско-Маукской системы разломов (см. рис. 1), включающей в себя разрывные нарушения различной кинематики и возраста при преобладании дислокаций левосдвигового характера (Петров и др., 2010). В результате интенсивных процессов деформации и перекристаллизации тоналиты в зоне разрывных нарушений превращены в кристаллические сланцы. Ширина полос развития этих пород, часто полностью утративших первичный облик, местами достигает 5 км и более. В восточном направлении они сменяются менее деформированными и в дальнейшем не деформированными разновидностями гранитоидов. Авторами настоящей публикации выполнено датирование апотоналитовых сланцев в двух точках.

Исследования проводились по методике, описанной в работе А.В. Травина с соавторами (2009). Минеральные фракции для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона проводились на масс-спектрометре "Micromass 5400". Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по ^{40}Ar не превышал $n \cdot 10^{-10}$ нсм³.

Проба ВИ-611 отобрана из коренного выхода на северной обочине шоссе у поклонного креста при въезде в г. Новоуральск с востока (57° 16.274' с.ш., 60° 10.326' в.д.). Материал пробы представлен кристаллическими сланцами (рис. 2), состоящими из амфибола, биотита, кварца и плагиоклаза. Азимут падения сланцеватости 260°, угол 45°. Установлено, что последним этапом деформаций сланцев был падающий на запад сброс, фиксируемый соответствующей минеральной линейностью. Химический состав породы является типичным для тоналитов западнотаватуйского комплекса, но реликтов первичной магматической структуры нигде не сохранилось. Преобладающая часть зерен породообразующих минералов перекристаллизована с образованием лепидогранобластового агрегата. Исключение составляют немногочисленные зерна плагиоклаза, в которых перекристаллизации подверглась



Рис. 2. Апотоналитовые сланцы обнажения ВИ-611.

Fig. 2. Apotonalitic schists of outcrop ВИ-611.

только внешняя часть. От новообразованных зерен этого минерала они отличаются большими размерами и присутствием реликтов первичного сосюритизированного плагиоклаза. Несмотря на высокую степень метаморфических преобразований тоналита этой пробы, выделенные из нее цирконы сохранили первичные особенности, характерные для зерен магматического генезиса (идиоморфизм и наличие тонкой ритмичной зональности). Влияние деформаций, которые обусловили рассланцевание породы, в цирконе проявилось слабо и ограничивается образованием многочисленных трещин, наблюдаемых в преобладающей части изученных индивидов. Следы перекристаллизации и регенерации циркона практически отсутствуют. Хорошая сохранность первичных магматических зерен циркона позволила установить время кристаллизации породы из магматического расплава. Конкордантный возраст, полученный U-Pb SIMS-методом по 10 цирконам этой пробы, составляет 386.6 ± 4.1 млн лет при вполне удовлетворительной величине вероятности concorдантности, равной 0.41, и СКВО = 0.69 (рис. 3).

В отличие от циркона весь содержащийся в породе биотит является новообразованным. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре биотита ВИ-611 (рис. 4) после низкотемпературной ступени со значением 273 ± 6 млн лет выделяется плато из четырех ступеней, характеризующееся 78% выделенного ^{39}Ar и значительно меньшим, чем возраст кристаллизации, значением 315.0 ± 7.2 млн лет.

Место отбора второй пробы ВИ-584 – коренной выход на вершине горки в 250 м к югу от здания железнодорожной станции Таватуй (57° 03.965' с.ш., 60° 08.145' в.д.). Тоналиты здесь также представлены типичной для этой части массива интенсивно рассланцеванной разновидностью (апотонали-

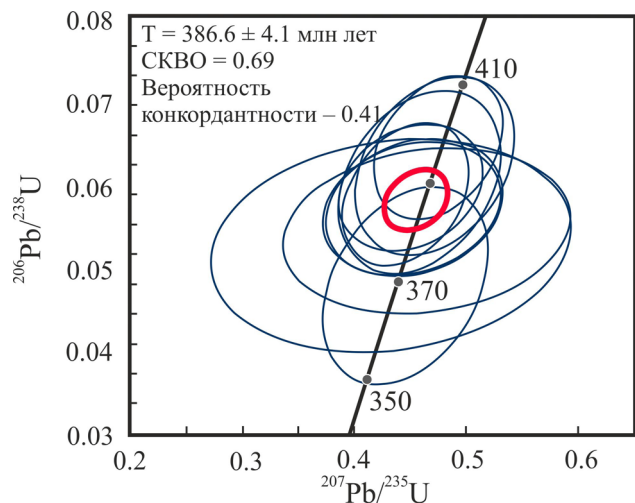


Рис. 3. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из пробы тоналита ВИ-611.

Fig. 3. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordia for zircons from assay of tonalite BI-611.

товыми сланцами). В процессе дислокационного метаморфизма они были в значительной мере пере-

кристаллизованы в результате чего приобрели метаморфогенную лепидогранобластовую структуру, на фоне которой встречаются лишь единичные, не подвергшиеся дроблению и перекристаллизации, зерна первичного плагиоклаза. При U-Pb SIMS-датировании цирконов этой пробы получен возраст 367 ± 4.0 млн лет (Смирнов и др., 2011), характеризующийся низкой вероятностью конкордантности – 0.042 – и значительной величиной СКВО, равной 4.1, что по-видимому связано с воздействием процессов метаморфизма на первичную изотопную систему цирконов и позволяет предположить, что полученное значение возраста является омоложенным.

В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре биотита (см. рис. 4) после низкотемпературной ступени со значением 276 ± 8 млн лет выделяется плато из семи ступеней, характеризующееся 92% выделенного ^{39}Ar , с возрастом 309.8 ± 7.2 млн лет.

Полученные по новообразованному синтетическому биотиту двух проб $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки (315.0 ± 7.2 и 309.8 ± 7.2 млн лет) согласуются между собой в пределах ошибки. При интерпретации результатов датирования следует иметь в виду, что изученные пробы были отобраны на удалении приблизительно 4 км от контактов с более молодыми

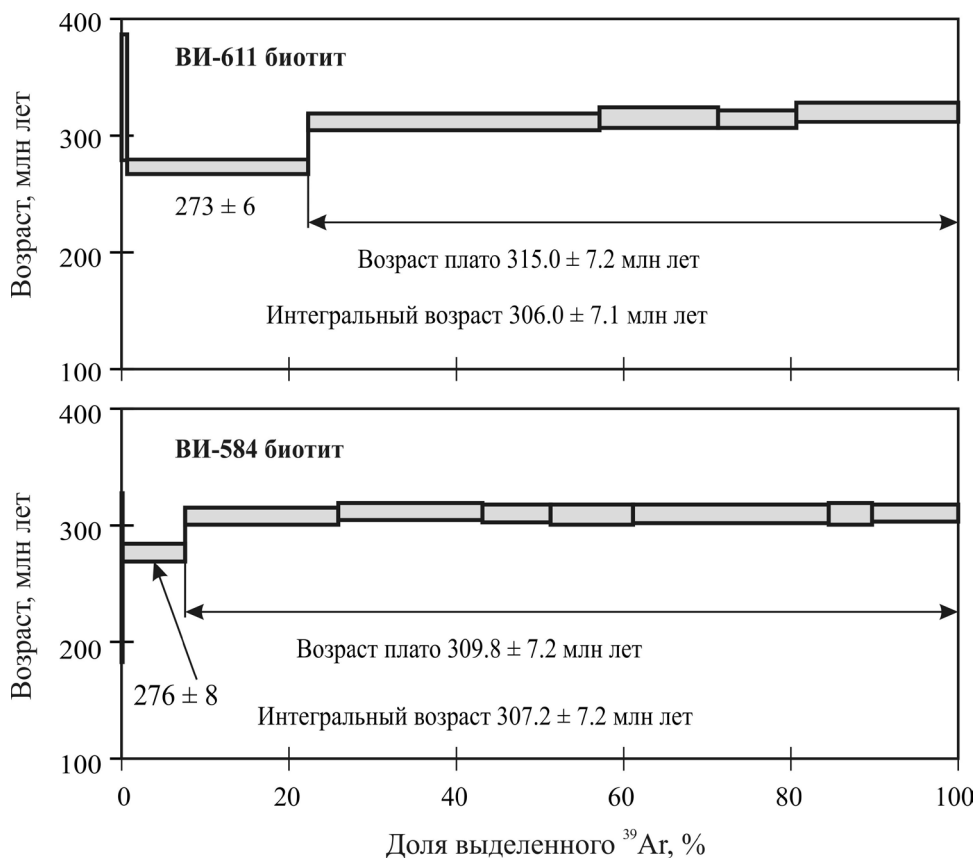


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры биотитов.

Fig. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of the biotites.

интрузивными телами, сложенными гранодиоритами верхисетского комплекса. По результатам численного моделирования ареол влияния гранитоидных массивов на K/Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) изотопную систему биотита, в общем случае, не превышает 2 км, т.е. точки отбора проб расположены за пределами зоны воздействия гранодиоритовых интрузий. Таким образом, есть все основания предполагать, что полученные возрасты соответствуют времени проявления дислокационного метаморфизма, связанного с главной фазой формирования Серовско-Маукского разлома, которая, по данным ряда исследователей (Плюснин, 1971; Петров и др., 2010; и др.), характеризовалась преобладанием левосдвиговой компоненты. Низкотемпературные ступени в спектрах двух изученных образцов с согласующимися значениями возраста – 278–276 млн лет (см. рис. 4), по всей вероятности, соответствуют позднему низкотемпературному этапу активации Серовско-Маукского разлома, характеризующемуся дислокациями сбросового характера, признаки которых наблюдались в обнажении ВИ-611.

Продолжительность процесса коллизии континентальных плит, результатом которого является образование Уральского орогена, определяется временем формирования флиша и молассы в Предуральском передовом прогибе. На Среднем Урале в основании этих толщ залегает ураимская свита башкирского яруса карбона (Мизенс, 1997). Главная фаза деформаций в зоне Серовско-Маукского разлома протекала, согласно результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, в интервале 315–310 млн лет, что соответствует московскому веку среднего карбона, т.е. через 10–15 млн лет после начала коллизионных процессов. Полученные данные согласуются с развиваемыми целым рядом уральских геологов представлениями о том, что процессы континентальной коллизии на Урале начинаются шарьяжно-надвиговыми дислокациями, которые в дальнейшем сменяются левосторонними сдвиговыми (Знаменский и др., 1996; Серавкин и др., 2001; Знаменский, Знаменская, 2006; Пучков, 2010; Петров и др., 2010; Тевелев, 2012; Петров, 2013; и др.). В раннепермское время (278–276 млн лет) изученные породы повторно испытали более слабое термальное воздействие, по всей вероятности обусловленное дислокациями сбросового характера, признаки которых установлены в обнажении ВИ-611.

Исследования выполняются при поддержке ФАНО в рамках программы УрО РАН, проект № 15-18-5-15, и гранта РФФИ 14-05-00712.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Знаменский С.Е., Даниленко С.А., Косарев А.М. (1996) Предварительные результаты тектонофизических исследований в зоне профиля “УРСЕЙС-95”. *Ежегодник-95 / ИГ УНЦ РАН*. Уфа: УНЦ РАН, 116–121.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2006) Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля УРАЛСЕЙС (URSEIS-95). *Геол. сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 18–29.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 253 с.
- Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. (2000) Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 133 с.
- Мизенс Г.А. (1997) Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 230 с.
- Петров Г.А. (2013) Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования. *Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160*. Екатеринбург, 56–61.
- Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В., Шалагинов В.В., Петрова Т.А., Овчинников Р.А., Герман Т.А. (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41. Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 492 с.
- Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. (2010) Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале. *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: мат-лы XLIII Тектон. совеща. Т. 2*. М.: ГЕОС, 139–143.
- Плюснин К.П. (1971) Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: УПУ, 217 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ларионов А.Н. (2014) Возраст и геодинамические условия формирования Верхисетского батолита, восточный склон Среднего Урала (по результатам U-Pb SIMS-датирования цирконов). *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **22**(6), 26–44.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. (2011) Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Верхисетского и Краснопольского массивов (восточный склон Среднего Урала). *Региональная геология и металлогения*. (48), 50–59.
- Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*. (2), 45–56.
- Тевелев А.В. (2012) Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. (3), 17–26.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой

- зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*. (11), 1181-1199.
- Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. (1998) Schertektogen Südural. *Freiberger Forschungshefte*. C470, 1-19.
- Bankwitz P., Ivanov K.S. (1997) The shear belt of the eastern Urals – evidence for oblique collision of the South Urals. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Урал. петрограф. совещ. Ч. 1*. Екатеринбург: УрО РАН, 54-58.

Рецензент В.Н. Пучков

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the granitoid deformations in the Verkhisetsk batholith as the index of the collision processes time in the Eastern sector of the Urals

V. N. Smirnov*, K. S. Ivanov*, A. V. Travin, ***, ******

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

****Tomsk State University*

*****Novosibirsk State University*

It was performed the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the biotites from the strong deformed tonalites of Western Verkhisetsk complex in the zone of Serov-Mauk fault. It was determined that the main phase of deformations with predominantly sinistral component occurred around 315–310 Ma ago. This data supports the ideas of several uralian geologists that the continental collision process started with the overthrust dislocations and later transformed into left-lateral faults. In Early Permian time (278–276 Ma) the studied rocks undergone secondary thermal influence probably caused by the dislocations with normal-fault character. The signs of these dislocations were defined in the investigated rocks.

Key words: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ /dating, Urals, dislocation metamorphism, collision of continental plates.