GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST
SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2018 VOLUME 9 ISSUE 3 PAGES 693–720 ISSN 2078-502X

https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0368

ZONES OF CONCENTRATED DEFORMATION (FLOWER STRUCTURES): FIELD OBSERVATIONS AND MODELING DATA

M. G. Leonov[1], Yu. A. Morozov[2], Yu. P. Stephanov[3], R. A. Bakeev[4]

[1] *Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*
[2] *O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia*
[3] *A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia*
[4] *Institute of Strength Physics and Materials Science, Siberian Branch of RAS, Tomsk, Russia*

Abstract: Our study was focused on narrow linear zones that penetrate to different depths the crust and have complex infrastructure. Rocks in such zones are more intensively tectonically altered in comparison with the background. 'Flower structures' and 'zones of concentrated deformation' (ZCD) are the terms to describe these zones. The field study results combined with the data of tectonophysical and computational modeling data and supplemented by the literature analysis gave grounds for the following conclusions. In the experiments, as well as in nature, ZCDs show similar and, in some cases, identical morphological and infrastructural features and have similar stages of their evolution. A ZCD is mainly a reflection of the transpression setting. Its formation is accompanied by 3D plastic shear flow of matter and dilatancy of the deformed volume. A ZCD may be associated with the development of the 'basement – cover' system. It may also occur due to the intra-cover tectogenesis that does not influence the basement. Locations of ZCDs are spatially regular and predetermine the tectonic divisibility of the crust and lithosphere.

Key words: deformation; sedimentary cover; flower structure; tectonic flow; tectonophysics; transpression; basement; computational modeling

Tectonophysics

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: S.A. Bornyakov

Received: March 16, 2018
Revised: July 26, 2018
Accepted: August 2, 2018

For citation: *Leonov M.G., Morozov Yu.A., Stephanov Yu.P., Bakeev R.A.*, 2018. Zones of concentrated deformation (flower structures): field observations and modeling data. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 693–720. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0368.

Для цитирования: *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования// *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 693–720. doi: 10.5800/GT-2018-9-3-0368.

Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): натурные наблюдения и данные моделирования

М. Г. Леонов[1], Ю. А. Морозов[2], Ю. П. Стефанов[3], Р. А. Бакеев[4]

[1] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*
[3] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*
[4] *Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, Россия*

Аннотация: В настоящее время большое внимание уделяется изучению узких линейных зон, которые, пронизывая земную кору на разную глубину, характеризуются сложной инфраструктурой и интенсивной в сравнении с фоновой тектонической переработкой горных масс. Такие структуры получили название «структуры цветка» или «зоны концентрированной деформации». Изучение натурных объектов вкупе с данными тектонофизического и расчетного моделирования, дополненное анализом литературного материала, позволило сделать следующие выводы: ЗКД в эксперименте и в природных объектах обнаруживают сходство, иногда тождество, по морфологии, инфраструктуре, этапности эволюции; ЗКД отражают преимущественно обстановки транспрессии, и их формирование сопровождается 3D пластическим сдвиговым течением вещества и дилатансией деформируемого объема; возникновение ЗКД может быть связано с развитием системы «фундамент – чехол», но может определяться и внутричехольным тектогенезом, не затрагивающим фундамент; ЗКД обладают пространственно-регулярным расположением и определяют тектоническую делимость земной коры и литосферы.

Ключевые слова: деформация; осадочный чехол; структура цветка; тектоническое течение; тектонофизика; транспрессия; фундамент; численный эксперимент

1. Введение

В геологической литературе большое внимание уделено описанию узких линейных зон, которые, пронизывая земную кору на разную глубину, характеризуются очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс, существенно более интенсивной, чем прилегающие к ним комплексы пород [*Azhgirey, 1960; Bachmanov et al., 2008; Leonov, 2012b; 2013a; Morozov, 1999, 2002; Morozov, Geptner, 1997; Morozov, Talitskii, 2006; Rastsvetaev, 2002; Timurziev, 2006, 2009, 2010; Chikov, 2011; Chikov, Lin, 1995; Chikov et al., 2008; Alvarez, Maurin, 1991; Chemenda et al., 2016; Cunningham, 2010; Harland, 1971; Sylvester, 1988*]. Подобные структуры описаны как зоны смятия или зоны концентрации деформаций [*Azhgirey, 1960*], линеаментные деформационно-метаморфические зоны [*Chikov, 2011*], зоны концентрации сдвиговых деформаций [*Rastsvetaev, 1973*], структуры горизонтального сдвига [*Timurziev, 2014*] и пр. В этих названиях отражены их линейная форма, значительная протяженность, интенсивная внутренняя структурно-вещественная переработка пород и наличие деформации сдвига. Зоны характеризуются наличием протяженных разломов, которые сопровождаются оперяющими «лепестковыми» структурами – кулисами, выраженными как на дневной поверхности, так и на глубине. Парагенез структур зачастую имеет сходство с кроной пальм или формой цветка, и из-за морфологического сходства с соответствующими растениями эти зоны получили также название «структуры цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structure) [*Timurziev, 2006, 2010; Ramsay, Huber, 1987*]. Объединяя смысловую нагрузку различных вариантов и принимая во внимание ранее использованные и, как нам кажется, удачные термины [*Azhgirey, 1960, Rastsvetaev, 1973*], целесообразно именовать эти зоны «*зонами концентрированной деформации*» (ЗКД) [*Leonov, 2012b, 2013a; Rastsvetaev, 1973, 1977, 2002*].

В последнее время интерес к изучению подобных структур значительно возрос, что обусловлено, прежде всего, их широким распространением в земной коре и специфическим строением и морфологией. Кроме того, основанием для их изучения является еще ряд серьезных обстоятельств. Во-первых, в последнее время на повестке дня стоит вопрос о механизмах морфоструктурной дифференциации осадочных бассейнов [*Gogonenkov et al., 2007; Dellmes, 1961; Leonov, 2008; Leonov et al., 2017a; 2017b; Alvarez, Maurin, 1991*], природа которых оста-

ется невыясненной, а одну из доминирующих ролей в которой, как сейчас становится понятным, играют именно зоны концентрированной деформации [*Leonov, 2008, 2013a; Morozov et al., 2014; Leonov et al., 2017a, 2017b; Alvarez, Maurin, 1991*]. Во-вторых, установлено, что внутренняя делимость осадочных бассейнов и возникновение цветковых структур в ряде случаев связаны с тектонической эволюцией системы «кристаллический (складчато-матаморфический) фундамент – чехол» [*Dellmes, 1961; Morozov, 2001; Morozov, Talitskii, 2006; Przhiyalgovsky et al., 2016; Timurziev, 2009*]. И, наконец, стало понятно, что к зонам концентрированной деформации цветкового типа зачастую приурочены объемные скопления углеводородов (в том числе расположенные и в породах кристаллического фундамента) [*Gogonenkov et al., 2007; Leonov, 2012a; Leonov et al., 2018; Porras et al., 2007; Timurziev, 2009, 2010, 2014; Alvarez, Maurin, 1991*]. В то же время, несмотря на большой объем фактического материала по структуре и истории становления зон концентрированной деформации, многие вопросы механизма и геодинамики их формирования остаются неясными и нуждаются в изучении. В соответствии с этим, в статье дано краткое обобщение данных по строению ЗКД, а также приведены авторские материалы полевых исследований и результаты тектонофизического и математического моделирования.

Работа посвящается светлой памяти замечательного человека и ученого, заслуженного деятеля науки РФ профессора Семена Йойоновича Шермана, уделявшего большое внимание в своей деятельности линейным структурам земной коры и вопросам тектонофизического моделирования.

2. Инфра- и морфоструктура зон концентрированной деформации

2.1. Общая характеристика

Зоны концентрированной деформации представляют собой отчетливо выраженные на поверхности Земли структуры (рис. 1, 2) с линейно-плоскостной анизотропией. Протяженность таких зон достигает многих сотен и первых тысяч километров. Боковые ограничения обычно представлены разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов (иногда разнонаправленных надвигов), и в их пределах отмечена максимальная для данного района концентрация разломов, преимущественно сдвигов, в том числе микросдвигов, ограничивающих тонкие литоны (пластины). Амплитуды сдвиговых перемещений по этим разломам могут варьироваться от совершенно незначительных (десятки и сотни метров) до многих десятков, а по оценке некоторых исследователей – и сотен километров. Характерными особенностями строения ЗКД является напряженная внутренняя тектоническая структура, кулисное расположение отдельных сегментов, свидетельствующее об общей сдвиговой природе этих зон, проявление стресс-метаморфизма, резкое отличие их внутреннего строения от строения соседствующих с ними горных масс. Их тектонический стиль во всех без исключения случаях представлен одинаковым структурно-кинематическим парагенезом сдвигового или взбросо-сдвигового объемного течения. В большинстве случаев зоны концентрированной деформации имеют отчетливое морфологическое выражение, образуя линейные поднятия и кряжи, состоящие из кулисно расположенных сегментов.

Зоны концентрированной деформации характерны для различных геодинамических обстановок: собственно внутриплитных, окраинно-континентальных, передовых прогибов, внутрибассейновых поднятий. Сложность структуры зон концентрированной деформации и несравненно более напряженный, чем в граничащих с ЗКД объемах горных масс, стиль деформаций свидетельствуют, что ЗКД являются концентраторами (вероятно, не единственными, но весьма значимыми) внутриплитных деформаций, а также и основными зонами релаксации внутриплитного поля напряжений.

2.2. Региональные примеры

Описание зон концентрированной деформации содержится в многочисленных публикациях [*Azhgirey, 1960; Bachmanov et al., 2008; Leonov, 2008, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b, 2014; Leonov et al., 1995; Morozov, 1999, 2002; Morozov, Geptner, 1997; Morozov, Talitskii, 2006; Rastsvetaev, 1973, 1977, 2002; Timurziev, 2006, 2009, 2010; Chikov, 2011; Chikov, Lin, 1995; Chikov et al., 2008; Alvarez, Maurin, 1991; Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996; Harding, 1985; Harland, 1971; Sanderson, Marchini, 1984; Sylvester, 1988*]. Здесь мы приведем описание трех региональных примеров, отражающих строение и морфоструктуру этих своеобразных элементов тектонического строения Земли.

2.2.1. Гобийский Алтай (Монголия)

Структуры Гобийского Алтая соответствуют северной ветви Главного Монгольского линеамента (ГМЛ) – одного из наиболее протяженных линейных тектонических элементов Центрально-Азиатского подвижного пояса. Геология региона описана во многих публикациях (например [*Dergunova, 1995; Florensov, Solonenko, 1963; Zaitsev et al., 1974; Kovalenko, Yarmolyuk, 1990; Yarmolyuk, 2010;*

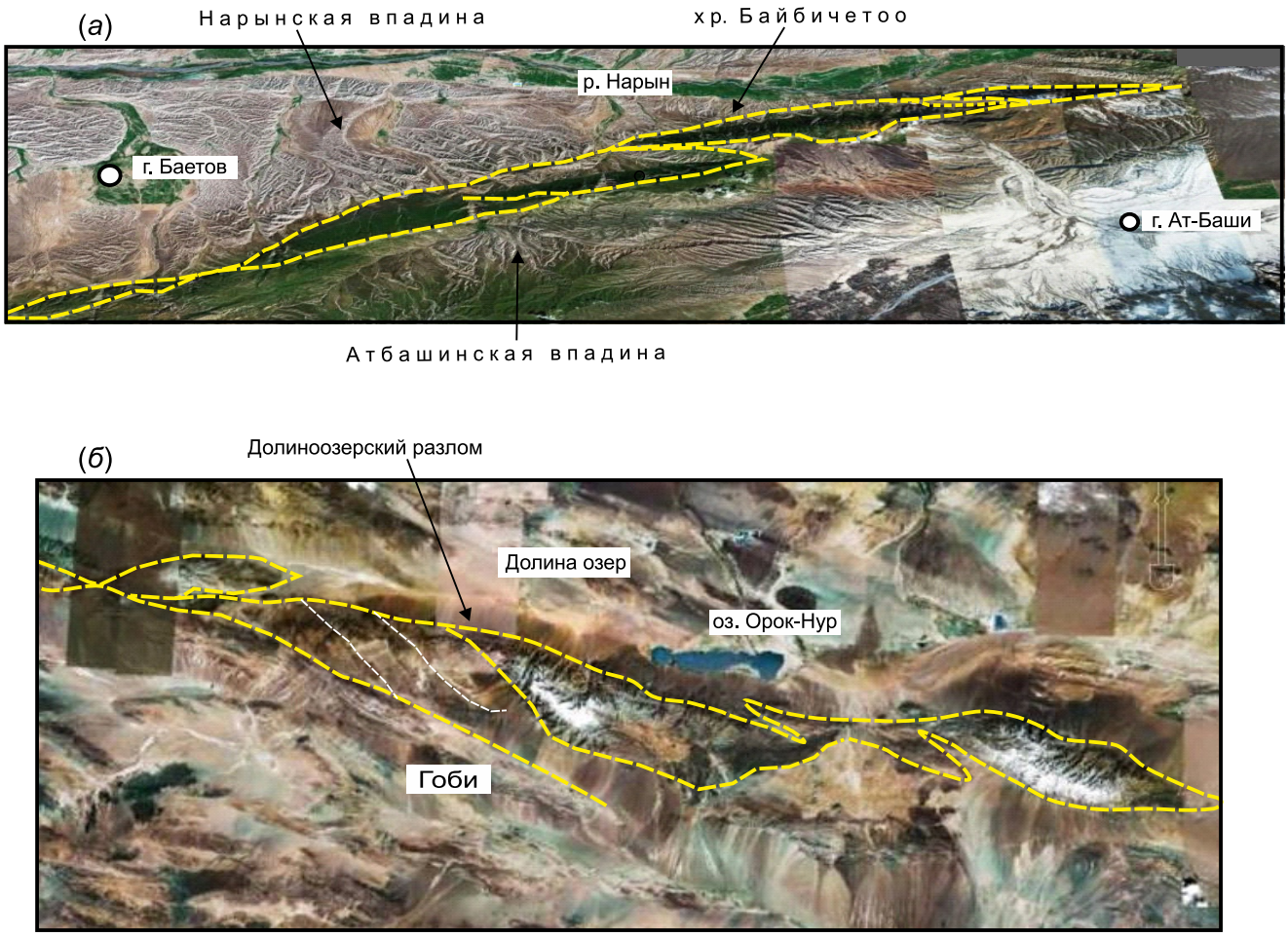


Рис. 1. Планарный вид зон концентрированной деформации (фото Google Earth): (*а*) – хребет Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань), (*б*) – Монгольский Алтай.

Fig. 1. Plan view of the zones of concentrated deformation (Google Earth image): (*а*) – Baibichetoo ridge (Middle Tien Shan), (*б*) – Mongolian Altai.

Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtogoo, 2005; и др.]. Детальное описание тектонической структуры центрального сегмента Гобийского Алтая (район хребтов Бага-Богдо и Ихэ-Богдо) (рис. 3) приведено в работах [*Leonov, 2012b; Leonov et al., 2018; Przhiyalgovskii et al., 2011; Przhiyalgovsky et al., 2014*].

Основные геологические черты региона были сформированы в докембрии – палеозое. Процессы байкальского и каледонского времени охватили север территории, в южных провинциях проявились процессы герцинского этапа. К середине карбона на всей этой площади прошел орогенез и была сформирована покровно-складчатая структура, а в области сочленения каледонид и герцинид возникла зона напряженных линейных деформаций, территориально отвечающая области герцинского аккреционного клина [*Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtogoo, 2005*]. В конце пермского периода на всей территории установился режим мобильной платформы, и в течение мезозоя и кайнозоя был сформирован плитный чехол, с несогласием залегающий на складчато-метаморфическом фундаменте.

В этот период территория неоднократно подвергалась тектонической активизации, которая привела к деформации чехольных комплексов, а также определила многие черты структурно-вещественной переработки кристаллического фундамента.

В настоящее время зоны внутриплитной активизации, в частности зона Гобийского Алтая, представляют собой узкие (0–30 км) и протяженные (500 км и более) полосы выходов палеозойского фундамента с кулисно расположенными горными грядами (Ихэ-Богдо, Бага-Богдо и Арц-Богдо), приподнятыми на высоту до трех тысяч метров и более и обрамленными отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Эти зоны ограничены с бортов крупными разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Их инфраструктура характеризуется концентрацией разломов, разномасштабных плика-

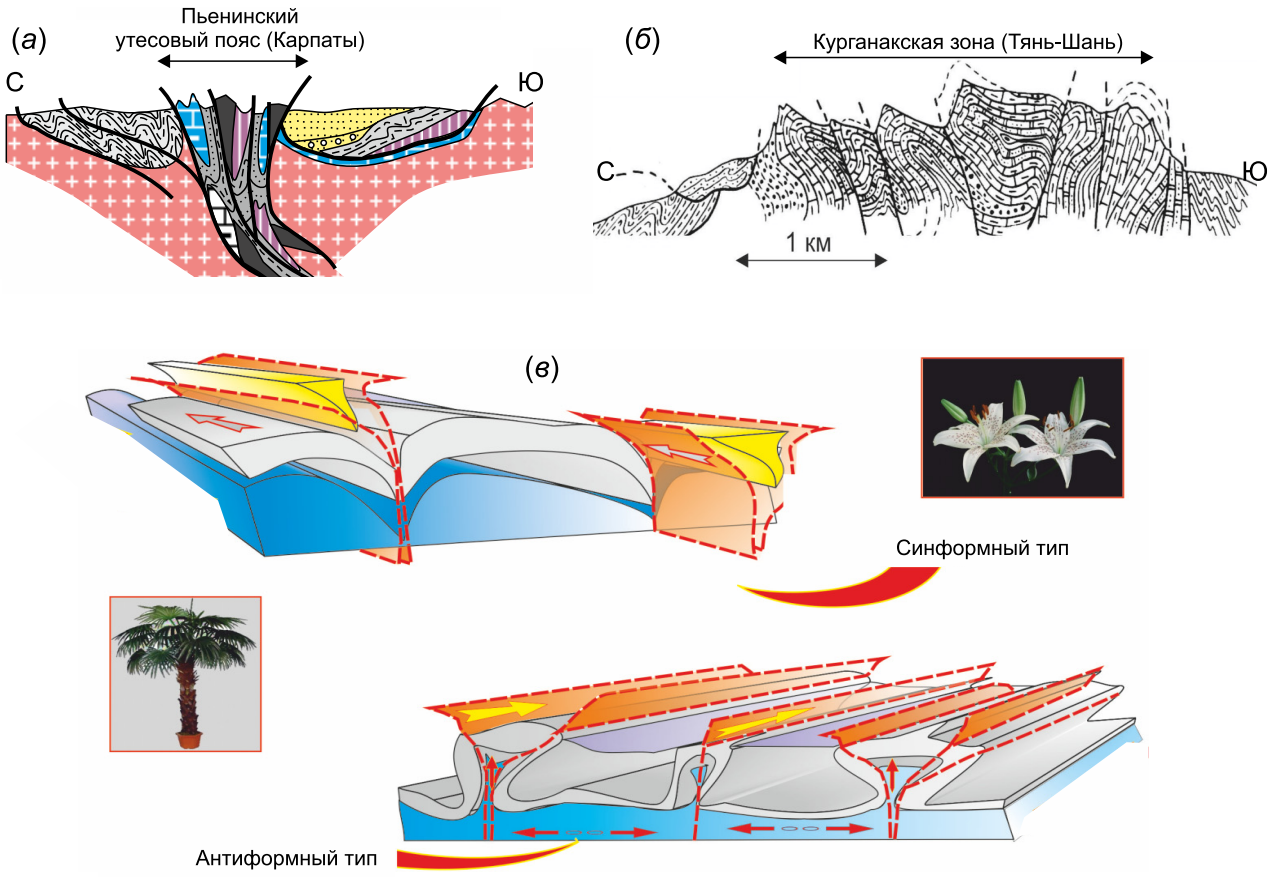


Рис. 2. Принципиальная схема и характерная структура зон концентрированной деформации: (*а*) – Пьенинский утесовый пояс (Карпаты) (по [*Leonov, 2014*]); (*б*) – Курганакская зона, Южный Тянь-Шань (по [*Leonov, 2008, 2013*]); (*в*) – синформный и антиформный типы ЗКД (по [*Leonov, 2008, 2012b*]).

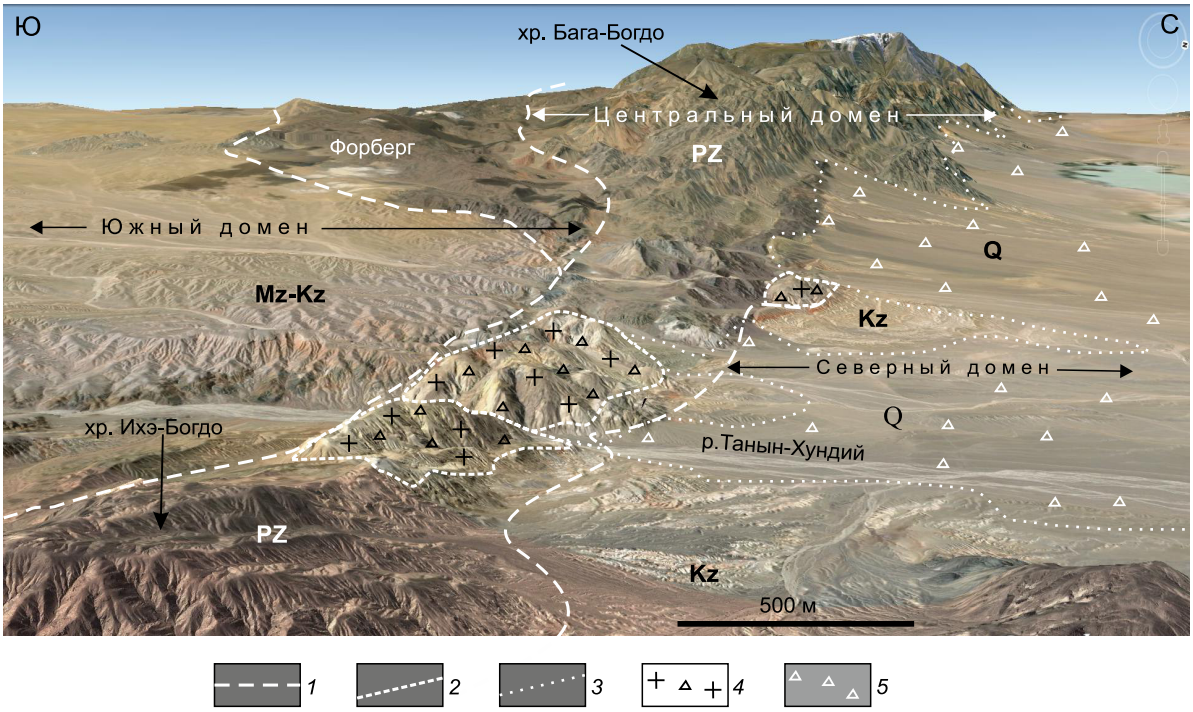
Fig. 2. Schematic diagram and the characteristic structures of the zones of concentrated deformation (ZCD): (*a*) – Pieniny Rock belt (Carpathians) (after [*Leonov, 2014*]); (*б*) – Kurganak zone, Southern Tien Shan (after [*Leonov, 2008, 2013*]); (*в*) – syn- and anti-form types of ZCD (after [*Leonov, 2008, 2012b*]).

тивных и дизъюнктивных деформаций, геоморфологических аномалий. Основные деформации макро-, мезо-, и микроуровней, формирующие тектонический облик этого сегмента ГМЛ, сосредоточены в породах палеозойского фундамента и проявлены на всех масштабных уровнях. Характерна линзовидно-ленточно-петельчатая структура, состоящая из тектонически обособленных ромбоэдровидных блоков различного размера, разделенных или разломами, или катаклазированной основной массой – гранитно-карбонатным меланжем. Образование такого структурного ансамбля характерно для зон сдвигового течения. При объемной сдвиговой деформации ромбоэдры-линзы являются энергетически обусловленными и наиболее устойчивыми структурными элементами, что подтверждается данными мезомеханики [*Gol'din, 2002*]. В структурный парагенез сдвигового течения логично вписываются и кристаллические гранитные протрузии. Изначально жесткие гранитные массы, вошедшие в состав консолидированного слоя, в процессе объемного катаклаза пород определенного состава (гранитов, мраморов) приобрели объемную (3D) подвижность. Формирование протрузивных структур зафиксировано в соответствующих структурных парагенезах. В поперечном сечении зона имеет форму развернутого веера. Зоны испытали активизацию в позднекайнозойское время, соответствуют областям проявления левосдвиговой транспрессивно-транстенсивной тектоники (в том числе и на новейшем этапе) и образуют «структуры цветка» [*Leonov, 2012b; Przhiyalgovskii et al., 2011; Przhiyalgovsky et al., 2014; Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996*]. Таким образом, Гоби-Алтайская ветвь ГМЛ обладает всеми характерными чертами зон концентрированной деформации.

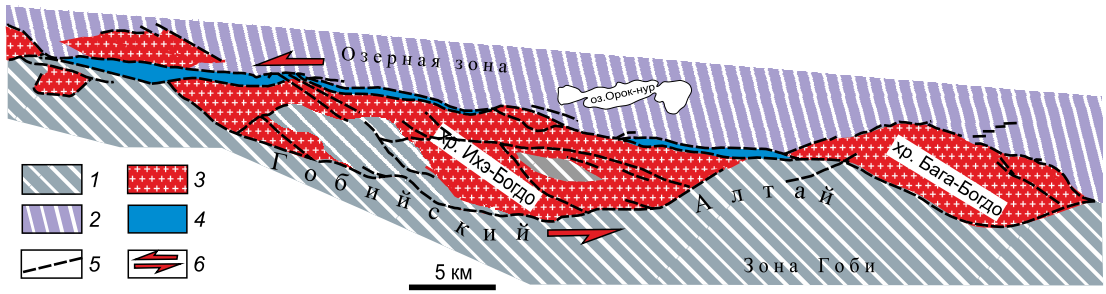
2.2.2. Южный Тянь-Шань

Типичным примером транспрессивного развития зон концентрированной деформации может служить Гиссаро-Алайский район Южного Тянь-

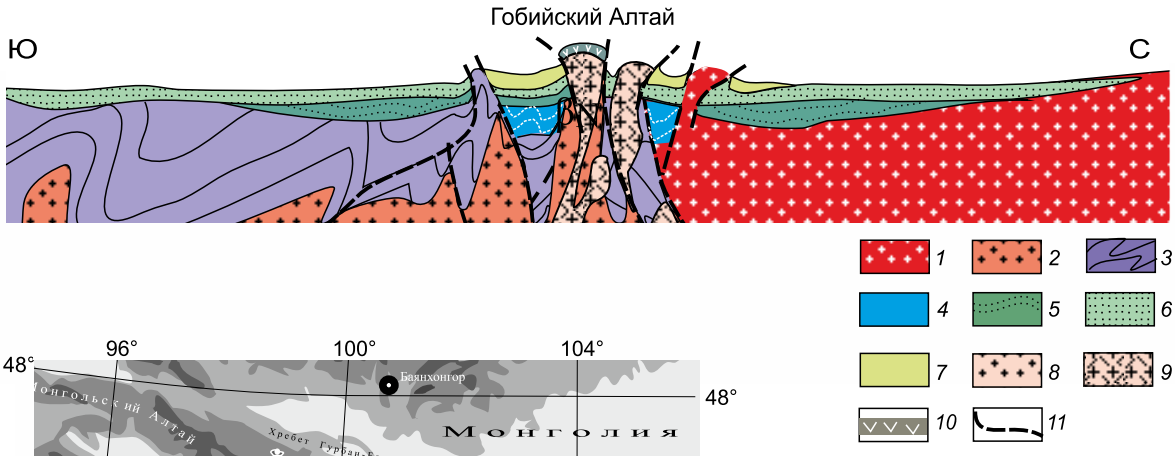
(а)


Ю
С
хр. Бага-Богдо
Центральный домен
Форберг
PZ
Южный домен
Mz-Kz
Q
Kz
Северный домен
Q
хр. Ихэ-Богдо
р.Танын-Хундий
PZ
Kz
500 м
1
2
3
4
5

(б)


Озерная зона
оз.Орок-нур
хр. Ихэ-Богдо
хр. Бага-Богдо
Гобийский
Алтай
Зона Гоби
1
2
3
4
5
6
5 км

(в)


Гобийский Алтай
Ю
С
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

(г)

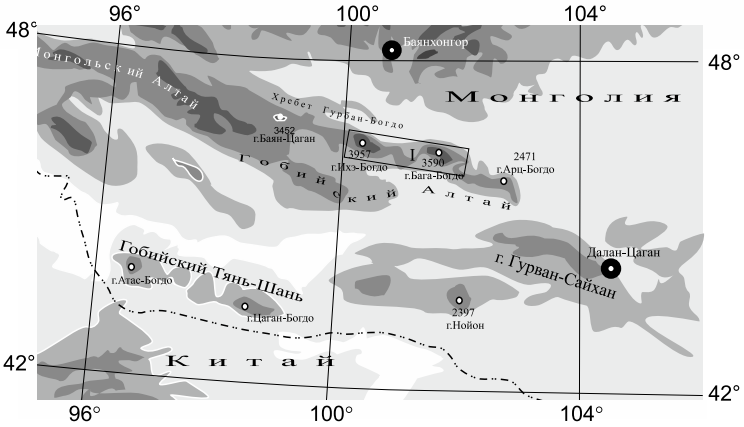

96°
100°
104°
48°
42°
Монголия
Баянхонгор
Монгольский Алтай
Хребет Гурван-Богдо
3452
г.Баян-Цаган
3957
г.Ихэ-Богдо
3590
г.Бага-Богдо
2471
г.Арц-Богдо
Гобийский Алтай
Гобийский Тянь-Шань
г.Атас-Богдо
г.Шаган-Богдо
2397
г.Нойон
г. Гурван-Сайхан
Далан-Цаган
Китай

Рис. 3. Зона концентрированной деформации Гобийского Алтая (по данным [*Leonov, 2012b; Leonov et al., 2018; Przhiyalgovskii et al., 2011; Przhiyalgovsky et al., 2014*]).

(*а*) – общий вид массивов Ихэ-Богдо и Бага-Богдо (фото Google Earth). *1* – границы зоны концентрированной деформации; *2* – границы кристаллических протрузий; *3* – границы пролювиально-коллювиальных отложений; *4* – гранитные протрузии; *5* – пролювиально-коллювиальные отложения. (*б*) – структурная схема центрального сегмента Гобийского Алтая. *1* – зона Гоби; *2* – Озерная зона; *3* – выходы палеозойского гранитно-метаморфического фундамента; *4* – юрские отложения; *5* – основные разрывы (взбросо-сдвиги); *6* – зона левого сдвига. (*в*) – структурно-геологический разрез Гобийского Алтая (для сегмента 100–102° в.д.). *1* – область распространения каледонид; *2–3* – область распространения герцинид: *2* – гранитно-метаморфический фундамент (?), *3* – палеозойское складчато-метаморфическое основание; *4* – нижне- и среднеюрские отложения дискретных грабен-синклиналей; *5–6* – эпиплатформенные отложения: *5* – верхнеюрские-нижнемеловые, *6* – верхнемеловые-палеогеновые; *7* – плиоцен-четвертичные отложения предгорных шлейфов; *8* – пермские граниты; *9* – пермские граниты, катаклазированные; *10* – неогеновые базальты; *11* – разломы. (*г*) – расположение описанных объектов (выделенный прямоугольник).

Fig. 3. Zone of concentrated deformation in the Gobi Altai (after [*Leonov, 2012b; Leonov et al., 2018; Przhiyalgovskii et al., 2011; Przhiyalgovsky et al., 2014*]).

(*a*) – general view of the Ikhe-Bogdo and Baga-Bogdo massifs (Google Earth image). *1* – boundaries of the zone of concentrated deformation; *2* – boundaries of crystalline protrusions; *3* – boundaries of proluvial-colluvial deposits; *4* – granitic protrusions; *5* – proluvial-colluvial deposits. (*б*) – schematic structural map of the central segment of Gobi Altai. *1* – Gobi zone; *2* – Lake zone; *3* – outcrops of the Paleozoic granite-metamorphic basement; *4* – Jurassic deposits; *5* – main faults (reverse strike-slip faults); *6* – left-lateral strike-slip fault zone. (*в*) – geostructural section of Gobi Altai (100–102° segment). *1* – area of caledonides; *2–3* – area of hercinides: *2* – granite-metamorphic basement (?), *3* – Paleozoic fold-metamorphic base; *4* – Lower–Middle Jurassic deposits of discrete graben synclines; *5–6* – epiplatform sediments: *5* – Upper Jurassic–Lower Cretaceous, *6* – Upper Cretaceous – Paleogene; *7* – Pliocene–Quaternary sediments of piedmont plumes; *8* – Permian granites; *9* – cataclased Permian granites; *10* – Neogenic basalts; *11* – faults. (*г*) – locations of the described objects (box).

Шаня, структура которого была сформирована в течение герцинского тектогенеза. Геологическое строение региона детально рассмотрено во многих публикациях, совокупный анализ которых и соответствующая библиография приведены в работе [*Leonov et al., 2017c*]. В пределах Гиссаро-Алая развиты терригенные, карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи палеозоя (от кембрия до карбона – ранней перми, а также сингенетичные им магматические комплексы различной формационной принадлежности, подвергшиеся деформациям и складчатости в конце карбона – начале перми.

Одной из примечательных черт тектонического строения Гиссаро-Алая являются узкие шовные зоны (рис. 4) (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская, Кульгеджелинская и др.), которые при ширине от 1–3 до 10–15 км протягиваются на сотни километров в соответствии с генеральным широтным простиранием Гиссаро-Алая [*Leonov, 1996, 2008, 2012b, 2013a; Morozov, Talitskii, 2006*]. Они ограничены надвигами и взбросо-сдвигами и имеют кулисообразное расположение (рис. 5).

Кулисы имеют линзовидную или ромбоэдровидную форму с длинными осями, вытянутыми вдоль простирания зоны или расположенными к нему под некоторым углом (5–15°). В их пределах пласты горных пород и плоскостные структурные элементы ориентированы субвертикально или в виде слабораскрытого веера. Характерна внутренняя структурная переработка пород, обычно существенно более интенсивная, чем за пределами зоны. В целом зоны имеют антиформное или синформное строение. В пределах этих зон четко фиксируется продольное сдвиговое течение горных масс [*Leonov, 1996, 2008, 2012b, 2013a; Morozov, Talitskii, 2006*]. К этим зонам приурочены линейные узкие депрессии, выполненные платформенными отложениями юры–эоцена и альпийской молассы неоген-четвертичного возраста. Эти шовные зоны имеют все признаки структур цветка (см. рис. 2, *б;* рис. 5, 6).

Их описание приведено в работах [*Leonov, 2008, 2013a; Leonov et al., 1995; Morozov, Talitskii, 2006*]. В этой общей сложной, весьма дифференцированной по стилю структуре выявляются некоторые, неоднократно повторяющиеся в пространстве структурные особенности, или структурные мотивы, характерные для зон транспрессии. В частности, вполне очевидно сочетание линейно ориентированных надвигов и кулисно-эшелонированных по отношению к ним систем складок, указывающих на комбинированное проявление поперечного к простиранию пояса сокращение пространства и сдвиговую компоненту смещений.

Комбинация поперечного сокращения и дискретно-локализованного характера разрывно-надвиговых дислокаций отражается в мультиплицированном повторении шовных зон со структурой «цветка», в результате которого возникает чередование, с шагом порядка 15–20 км, зон дивергентного и конвергентного перемещения горных масс в

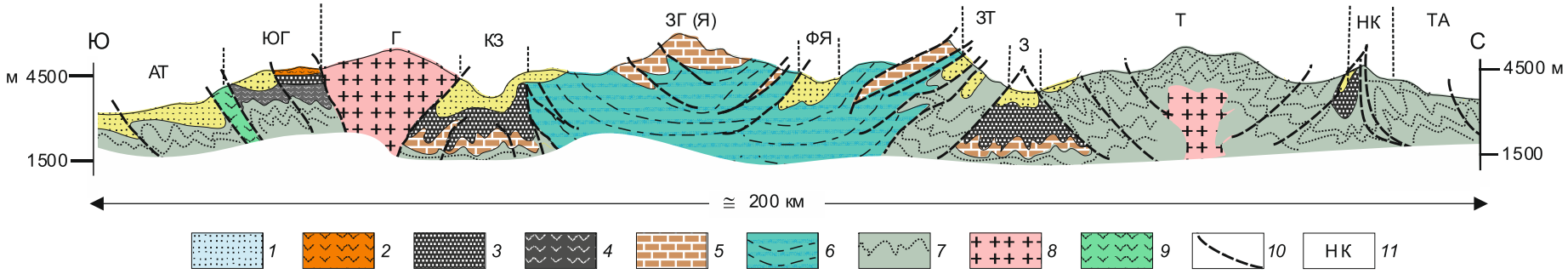


Рис. 4. Схематический профиль через Южный Тянь-Шань вдоль меридиана 68°30′ (по [*Leonov, 2008; Leonov et al., 2018*]).

1 – мезозой–кайнозойские терригенно-карбонатные и молассовые отложения; *2* – пермь, кислые вулканиты; *3* – верхний палеозой, флишевые и молассоидные отложения; *4* – нижний и средний карбон, вулканогенные отложения; *5* – девон – средний карбон, карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения; *6* – ордовик – нижний силур, частично в фации зеленых сланцев; *7* – нижний – средний палеозой; *8* – гранитоиды; *9* – базит-ультрабазитовые комплексы; *10* – разломы; *11* – тектонические зоны: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская, Г – Центрально-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская), ФЯ – Фан-Ягнобская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, З – Зеравшанская, Т – Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская.

Fig. 4. Schematic profile across South Tian Shan along the meridian 68°30′ (after [*Leonov, 2008; Leonov et al., 2018*]).

1 – Mesozoic–Cenozoic terrigenous-carbonate and molassoid deposits; *2* – Permian, acidic volcanic rocks; *3* – Upper Paleozoic, flysch and molassoid deposits; *4* – Lower and Middle Carbon, volcanogenic deposits; *5* – Devonian – Middle Carbon, carbonate and siliceous-carbonate deposits; *6* – Ordovician – Lower Silurian, partly, in the facies of green shales; *7* – Lower–Middle Paleozoic; *8* – granitoids; *9* – basite-ultrabasite complexes; *10* – faults; *11* – tectonic zones: AT – Afghan-Tajik, ЮГ – Southern Gissar, Г – Central Gissar, КЗ – Karakul-Ziddin, ЗГ – Zeravshan-Gissar (Yagnob), ФЯ – Fan-Yagnob, ЗТ – Zeravshan-Turkestan, З – Zeravshan, Т – Turkestan, НК – Nuratau-Kurganak, ТА– Turkestan-Alai.

Рис. 5. Схема кулисно-эшелонированного расположения верхнепалеозойских впадин Алайского хребта (по [*Dovzhikov, 1977*]).

Fig. 5. Schematic map showing the echeloned Upper Paleozoic depressions of the Alay ridge (after [*Dovzhikov, 1977*]).

виде тектонических чешуй и пластичных наволоков.

Структурообразующее влияние сдвиговой составляющей в действовавшем транспрессивном режиме герцинского тектогенеза запечатлено в кулисно-эшелонированном расположении чередующихся антиклинорных и синклинорных построек (см. рис. 4–6) и позднекинематических межгорных впадин, заполненных турбидитовыми толщами верхнего палеозоя, а также тел позднеорогенных гранитоидов ранней перми.

Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что значительную часть палеозойского разреза здесь составляют метаморфические толщи зеленосланцевого уровня преобразований, которые пространственно тесно ассоциируют со среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (рис. 6) и обычно находятся в аллохтонном положении на неметаморфизованных образованиях. Среди них канская серия предгорьев Кичик-Алая, сугутская серия Восточного Алая, майлисуйская серия Северо-Восточной Ферганы,

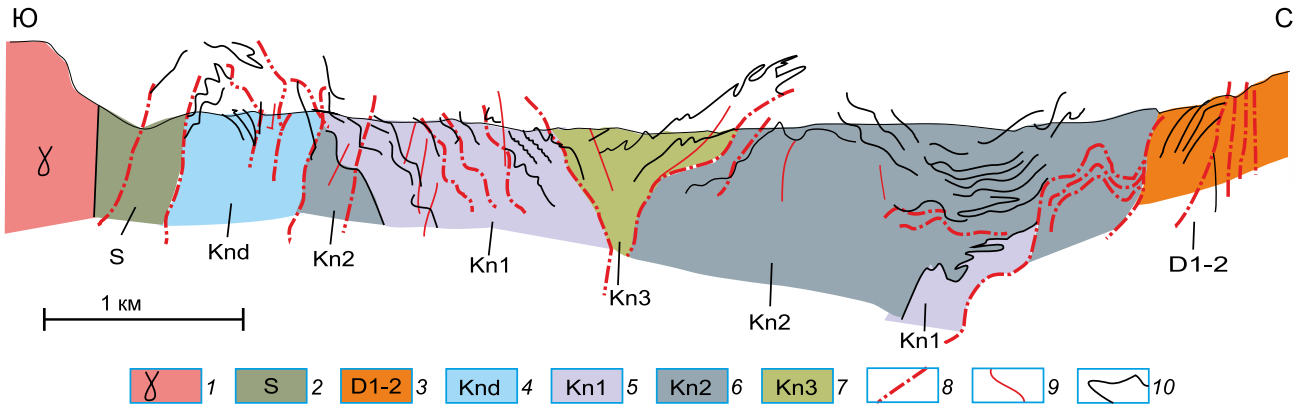


Рис. 6. Субмеридиональный разрез структуры цветка в канской серии метаморфитов Киргизатинской синформы (разрез вдоль р. Акбура).

1 – гранитоиды пермского возраста; *2* – терригенные отложения силура (S); *3* – араванский вулканогенно-осадочный комплекс (D_{1-2}); *4* – терригенно-карбонатные породы каиндинской свиты (Knd); *5–7* – отложения канской серии: *5* – метапесчаники (Kn1), *6* – сланцы (Kn2), *7* – метабазитовая толща (Kn1); *8* – разрывные нарушения; *9* – доминирующая сланцеватость; *10* – стратиграфические границы.

Fig. 6. Submeridional section of the flower structure in the Kansk series of metamorphites of the Kirghizatin synform (section along the Akbura river).

1 – Permian granitoids; *2* – Silurian terrigenous deposits (S); *3* – Aravan volcanic-sedimentary complex (D_{1-2}); *4* – terrigenous carbonate rocks of the Kainda suite (Knd); *5–7* – sediments of the Kansk series: *5* – meta-sands (Kn1), *6* – shales (Kn2), *7* – metabasite stratum (Kn1); *8* – discontinuites; *9* – dominant schistosity; *10* – stratigraphic boundaries.

Рис. 7. Подушечные лавы араванского комплекса (*а*) и возникшие из них за счет динамометаморфизма зеленые сланцы (*б*) в зонах дискретных деформаций вулканитов у контакта с канской «полосой» метаморфитов.

Fig. 7. Pillow lavas of the Aravan complex (*а*) and greenschists (*б*) formed from pillow lavas as a result of dynamometamorphism in the zones of discrete deformations of volcanic rocks at the contact with the Kansk 'band' of metamorphites.

ягнобские сланцы Зеравшано-Гиссарской горной области, а также многие другие более мелкие метаморфические единицы палеозойского разреза.

В пределах Охнинско-Талдыкской зоны (рис. 6, рис. 7), являющейся одним из основных элементов Туркестанско-Алая, соотношения метаморфитов каннской серии с окружающими неметаморфизованными породами [*Morozov, Talitskii, 2006*] показывают, что метаморфические зеленые сланцы каннской серии, слагающие ядро Киргизатинской структуры, возникли за счет деформационно-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных пород араванского комплекса (D_{1-2}). На это указывают постепенные переходы от неизмененных подушечных лав к их сильно деформированным и рассланцованным аналогам (рис. 7), а также присутствие на контакте двух толщ дробного дискретного чередования почти неизмененных вулканитов и динамосланцев по ним, сохраняющих реликты исходных миндалекаменных структур. О первичной идентичности вулканитов и динамосланцев свидетельствует идентичность валового состава метавулканитов, аповулканических динамосланцев и собственно зеленых сланцев канской серии (Талицкий В.Г. – личное сообщение) [*Shvanov, 1983*]. Тем не менее минерально-вещественный состав и структура вулканогенно-осадочных пород изменены.

Параллельно с изменением вулканитов канской серии и их переходом в актинолит-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы меняется и характер структурирования толщ: в метаморфитах заметно возрастает роль мелких пликативно-складчатых форм, появляются признаки наложенной складчатости и неоднократные текстурно-структурные перестройки субстрата, приведшие к образованию складок и разрывных нарушений разных генераций, т.е. налицо усложнение структуры, связанное с динамометаморфизмом в зонах проявления интенсивных деформаций. В то же время вероятен и иной вариант, а именно структурно-термально-метаморфическая переработка пород в более глубинных горизонтах и последующее выдвижение пластин метаморфитов в верхние горизонты структуры цветка. Внутреннее строение полосы канских сланцев и характер аранжировки сложной разветвленной системы мезомасштабных разрывно-складчатых элементов нескольких генераций отражены в их общей дивергентно-веерной структуре (см. рис. 6), свидетельствующей о шарьировании метаморфитов на породы смежного араванского комплекса, особенно четко видимом на замыкании Киргизатинской структуры (рис. 8) по дискордантности структурных планов и по срезанию элементов расслоения толщ по обе стороны тектонической границы.

Наиболее значимо в этом примере то, что в осевой части структуры цветка Охнинско-Талдыкской зоны в условиях транспрессии происходит тектоническое выведение к поверхности (выдавливание) преимущественно метаморфизованных глубинных фрагментов вулканогенно-осадочного разреза девона и их шарьирование на неметаморфизованные или частично метаморфизованные аналоги. По сути, здесь фиксируется совмещение в зоне концентрированной деформации элементов инфра- и супраструктуры первоначально единого вулканогенно-осадочного девонского комплекса.

2.2.3. Хребет Султан-Уиздаг

Объект расположен в области сочленения герцинид Урала и Тянь-Шаня [*Morozov, 2001*]. В контексте этой работы он интересен в силу следующих

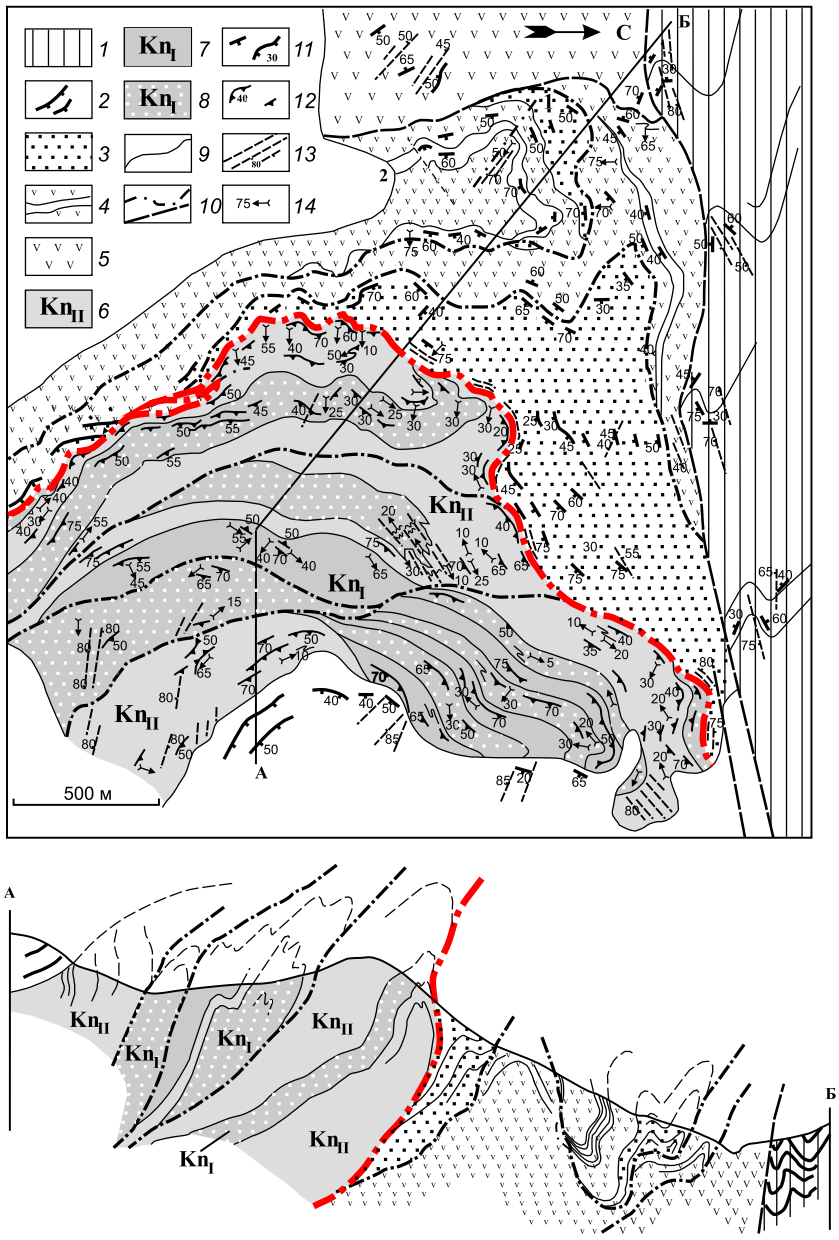


Рис. 8. Геологическая карта района «центриклинального» замыкания полосы «канских» сланцев на участке Киргиз-Ата (составил Ю.А. Морозов).

1 – флишоидная толща C_2m_2–C_3; *2* – грубообломочные конгломераты C_2m_2; *3–5* – араванский вулканогенно-осадочный комплекс: *3* – песчаники, *4* – гематитизированные лавы с прослоями кремней и яшм, *5* – диабазы; *6–8* – канская серия: *6* – метатерригенные сланцы Kn_{II}, *7* – аповулканитовые сланцы Kn_I, *8* – метавулканиты с порфиробластическим альбитом (Kn_I); *9* – геологические границы; *10* – разрывные нарушения; *11* – слоистость; *12* – полосчатость S_1; *13* – кливаж и сланцеватость S_2; *14* – шарниры мелких складок F_1 и F_2.

Fig. 8. Geological map showing the 'centriclinal' area of termination of the Kansk shale band in the Kirgiz-Ata area (author: A.A. Morozov).

1 – flyschoid sequence C_2m_2–C_3; *2* – coarse clastic conglomerates C_2m_2; *3–5* – Aravanian volcanic-sedimentary complex: *3* – sandstones, *4* – hematitized lavas with interlayers of silex and jasper, *5* – diabase; *6–8* – Kansk series: *6* – metaterrigenous shales Kn_{II}, *7* – apovolcanic shales Kn_I, *8* – metavolcanic rocks with porphyroblastic albite (Kn_I) Kn I); *9* – geological boundaries; *10* – discontinuities; *11* – lamination; *12* – banding S_1; *13* – cleavage and schistosity S_2; *14* – hinges of small folds F_1 and F_2.

позиций: (а) структура горного кряжа составлена из иерархически соподчиненных тектонических пластин с кинематическими признаками (зеркала скольжения, трещины оперения, сланцеватость тектонитов и т.д.), указывающими на комбинацию надвиговых и сдвиговых компонент; (б) осевая зона хребта сложена комплексом офиолитов, тектонически выдавленных из глубин в виде протрузий

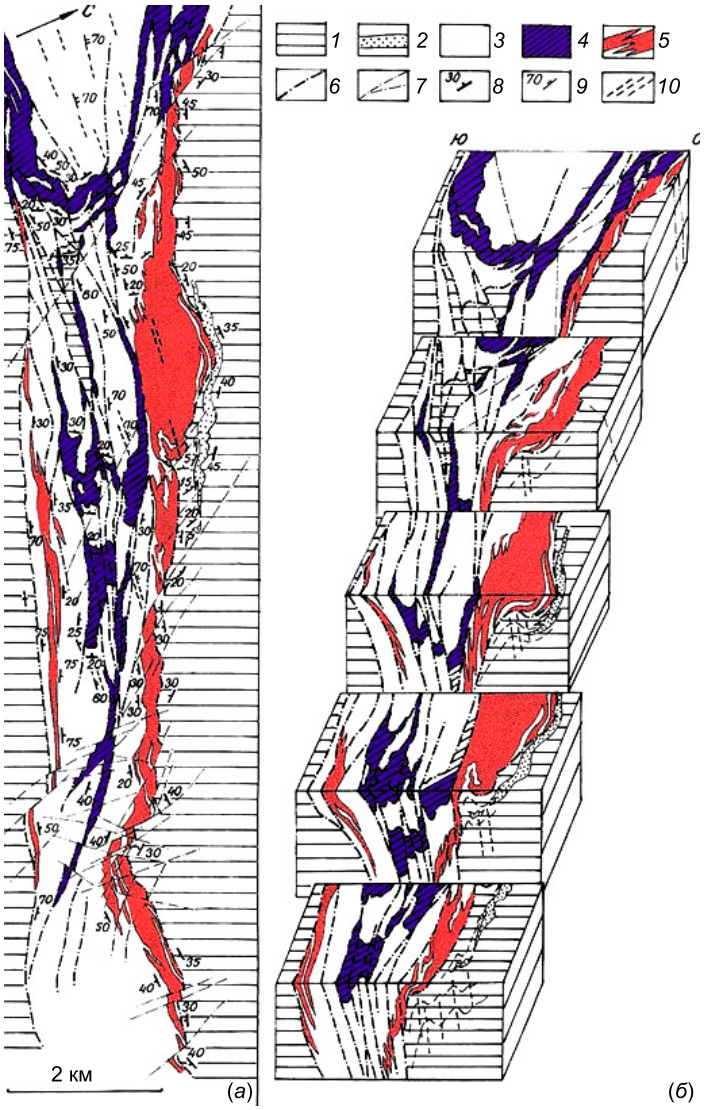


Рис. 9. Геологическая карта фрагмента осевой зоны офиолитов хребта Султан-Уиздаг (*а*) и блок-диаграмма этого участка (*б*) (составил Ю.А. Морозов).

1 – слюдистые сланцы; *2* – мраморы; *3* – габбро-амфиболиты и амфиболовые сланцы; *4* – серпентиниты и серпентинитовый меланж; *5* – альбититы Кичиксайского массива; *6* – ранние разрывы; *7* – поздние разрывы; *8* – элементы залегания полосчатости S_1; *9* – залегания кливажа и сланцеватости S_2; *10* – траектории кливажа S_2.

Fig. 9. Geological map showing the fragment of the axial zone of ophiolites in the Sultan-Uizdag ridge (*а*), and the block diagram of this area (*б*) (author: A. A. Morozov).

1 – mica schists; *2* – marbles; *3* – gabbro-amphibolites and amphibole schists; *4* – serpentinites and serpentinite melange; *5* – albitites of the Kichiksai massif; *6* – early ruptures; *7* – late ruptures; *8* – dip and strike of banding S_1; *9* – dip and strike of cleavage and schistosity S_2; *10* – trajectory of cleavage S_2.

(без признаков контактового воздействия на окружающие осадки), облекаемых ветвистыми зонами тектонитов – фрагментов магматического субстрата; (в) внутреннее строение осевой зоны соответствует морфоструктуре «пальмового дерева» или «цветка»; (г) полоса офиолитов обрамлена с двух бортов серией эшелонированных тел позднекинематических альбититов, «кулисность» которых указывает на проявление левосдвиговой компоненты движений при выдавливании снизу вверх пород офиолитового комплекса (рис. 9).

Локализованным разрывно-складчатым деформациям подвержены и осадочные породы, в первую очередь известняки, в результате чего дивергентные шовные структуры «цветка» фиксируются в пределах обширных карбонатных полей, а тектонические останцы карбонатных тел встречаются в виде тектонических пластин на смежных сланцевых толщах. Известняки в зонах деформаций превращены в карбонатные сланцы и мраморы с отдельными линзовидными реликтами исходных пород.

Еще одним характерным элементом морфоструктуры хребта являются структуры растяжения типа «пулл-апарт», образующиеся на участках сигмоидального искривления поверхностей сместителей сдвиго-надвигов, где на фоне общей транспрессии локально проявляются условия транстенсии. Эти синкинематические впадины формировались на поздней левосдвиговой стадии (синхронно с формированием тел альбититов в полосе офиолитов) и отмечены обломочной молассой и внедрившимися магматическими телами пород щелочной специализации с активным термальным воздействием на вмещающие породы – сиенитами, грано- и габбро-сиенитами (рис. 10). Их можно рассматривать как следствие того, что на участках растяжения, помимо раскрытия свободного пространства для внедрения магматического материала, изотермы испытывают заметный подъем и «допускают» становление интрузивных тел на приповерхностном уровне.

Число конкретных примеров можно было бы увеличить, но даже рассмотренные объекты поз-

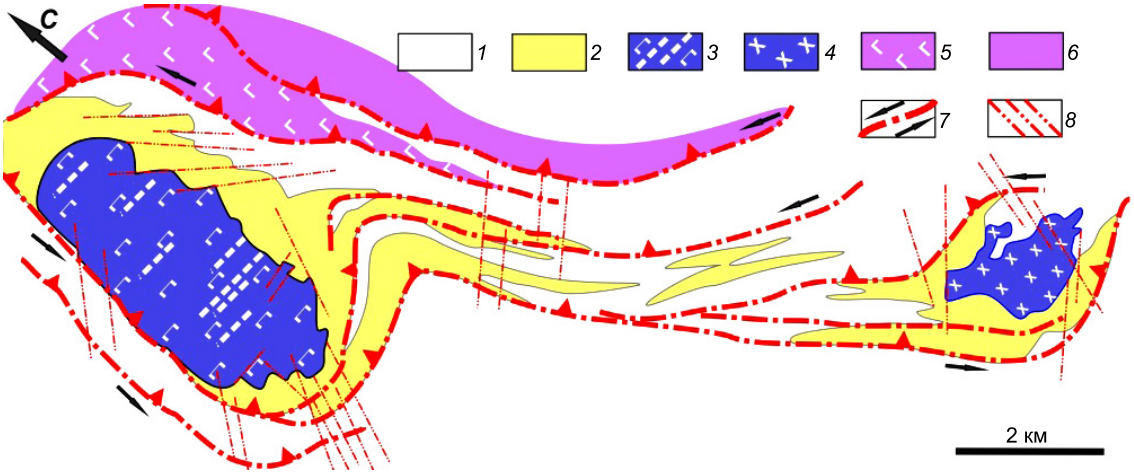


Рис. 10. Структура северо-западной части хребта Султан-Уиздаг, включающая позднекинематические структуры пулл-апарт, отмеченные молассовым комплексом и телами интрузий.

1 – кварцитосланцы султануиздагской свиты девона; *2* – молассовый комплекс раннего карбона; *3* – габбро-сиениты с жильной серией сиенитов; *4* – граносиениты; *5–6* – офиолитовый комплекс: *5* – габбро, *6* – серпентиниты и ультрабазиты; *7* – сдвиго-надвиги; *8* – прочие разрывы.

Fig. 10. Structure of the NW part of the Sultan-Uizdag ridge, which includes late kinematic pull-apart structures marked with the molasse complex and intrusive bodies.

1 – quartzite schists of the Devonian Sultan-Uizdag suite; *2* – Early Carbon molasse complex; *3* – gabbro-syenites with syenite vein series; *4* – granosyenites; *5–6* – ophiolitic complex: *5* – gabbro, *6* – serpentinites and ultrabasites; 7 – thrust with strike-slip component; *8* – other ruptures.

воляют увидеть их принципиальное сходство друг с другом и сделать определенные выводы относительно структуры и природы зон концентрированной деформации, которые будут суммированы после обсуждения всего массива приведенных данных.

3. Аналогии и экспериментальные свидетельства

3.1. Общая характеристика зон концентрированной деформации

Восстановление физических механизмов формирования ЗКД и породивших их причин – предмет исследования, несущий в себе много неясностей и противоречий, и однозначное решение вопроса в настоящее время вряд ли возможно, но имеющийся экспериментальный материал позволяет прояснить многие особенности ЗКД и наметить пути их дальнейшего изучения.

Предложены различные варианты формирования структур типа зон концентрированной деформации, и сходные тектонические образы неоднократно создавались с помощью эмпирических (описательных и графических) моделей (рис. 11), а также посредством физического и математического моделирования [*Bondarenko, 1991; Luchitsky, Bondarenko, 1967; Morozov, 1999, 2001, 2002; Morozov, Geptner, 1997; Morozov, Talitskii, 2006; Morozov et al., 2014; Rastsvetaev, 2002; Stefanov, 2002, 2005, 2008; Stefanov, Bakeev, 2014a, 2014b, 2015; Stefanov et al., 2009, 2014; Atmaoui et al., 2006; Dooley, Schreurs, 2012*]. Основываясь на результатах аналогового и расчетного моделирования, возникновение ЗКД можно трактовать различно: как результат морфоструктурной трансформации в условиях изгибной неустойчивости по модели Л.И. Лобковского [*Leonov, 2008; Lobkovsky, 1988*], как элемент структуры «аркадного» типа [*Somin, 2000*], как механизм гравитационной неустойчивости (в модели она инициируется изменением интенсивности магнитного поля [*Luchitsky, Bondarenko, 1967*]), как механизм «содвига» [*Rastsvetaev, 1973, 1977, 2002*], как следствие деформации поверхности фундамента и залегающих выше чехольных комплексов по «механизму хорды» [*Dellmes, 1961; Leonov, 2008*], как отражение режима конвекции и транспрессии [*Morozov, 2002; Sanderson, Marchini, 1984*]. Возможность существования подобных структур подтверждают и другие экспериментальные исследования [*Dobretsov et al., 2001; Morozov, Geptner, 1997*].

Эксперимент указывает на возможность действия различных механизмов при образовании ЗКД, но каковы бы ни были механизмы, неизменным остается морфоструктурный облик этих зон, хрупко-пластическое перераспределение вещества в их

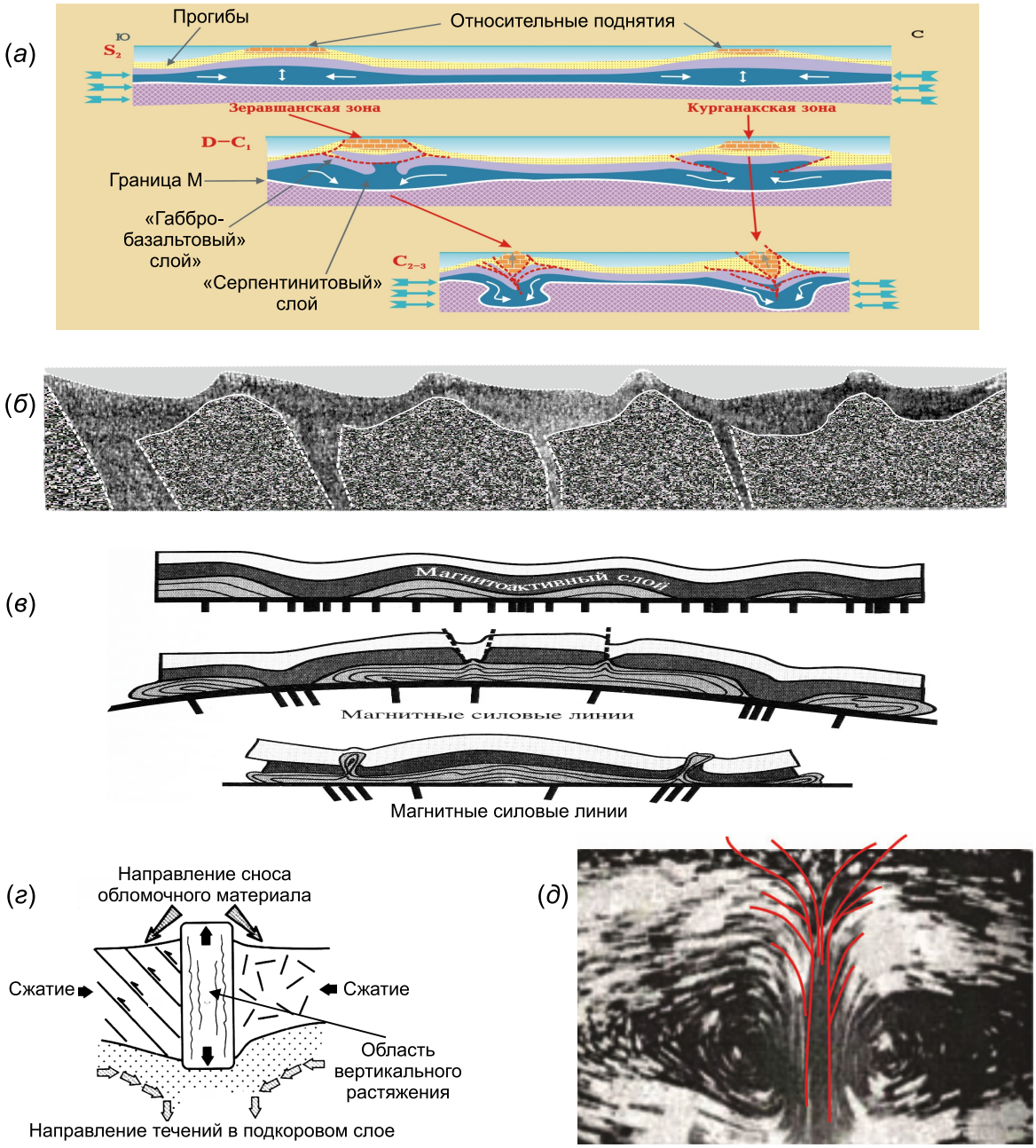


Рис. 11. Примеры экспериментальных моделей, отражающих различные механизмы формирования зон концентрированной деформации.

(*а*) – эволюция Южного Тянь-Шаня на стадии существования Палеотуркестанского океана [*Leonov, 1996*]. Для объяснения морфоструктурной дифференциации бассейна и последующего образования зон концентрированной деформации применена модель изгибной неустойчивости реологически расслоенной литосферы [*Lobkovsky, 1988*]. (*б*) – математическая модель, отражающая дискретность развития деформации в слое геосреды: периодическое возникновение зон растрескивания и дугообразных зон необратимой деформации [*Stefanov, 2002*]. (*в*) – модель формирования и дискретного расположения структур цветка в неоднородном магнитном поле, имитирующем гравитационную неустойчивость горных масс [*Luchitsky, Bondarenko, 1967*]. (*г*) – сдвиговый механизм формирования структуры Большого Кавказа на орогенной стадии [*Rastsvetaev, 2002*]. (*д*) – возникновение структуры, сходной со структурой цветка, в процессе течения в слое глицерина [*Dobretsov et al., 2001*].

Fig. 11. Examples of experimental models that reflect different formation mechanisms of the zones of concentrated deformation (ZCD).

(*a*) – the evolution of the Southern Tien Shan at the stage of the Paleo-Turkestan ocean [*Leonov, 1996*]. To explain the morphostructural differentiation of the basin and the subsequent formation of ZSD, the flexural instability model of the rheologically stratified lithosphere was used [*Lobkovsky, 1988*]. (*б*) – the mathematical model reflecting the discreteness of the deformation development in the geomedium layer: periodic occurrence of fracturing zones and arc-shaped zones of irreversible deformation [*Stefanov, 2002*]. (*в*) – the model showing formation and the discrete spatial pattern of flower structures in the inhomogeneous magnetic field simulating the gravitational instability of rocks [*Luchitsky, Bondarenko, 1967*]. (*г*) – shear mechanism of formation of the large structure of the Greater Caucasus in the orogenic stage [*Rastsvetaev, 2002*]. (*д*) – emergence of a structure, that is similar to a flower structure, during flow in the layer of glycerin [*Dobretsov et al., 2001*].

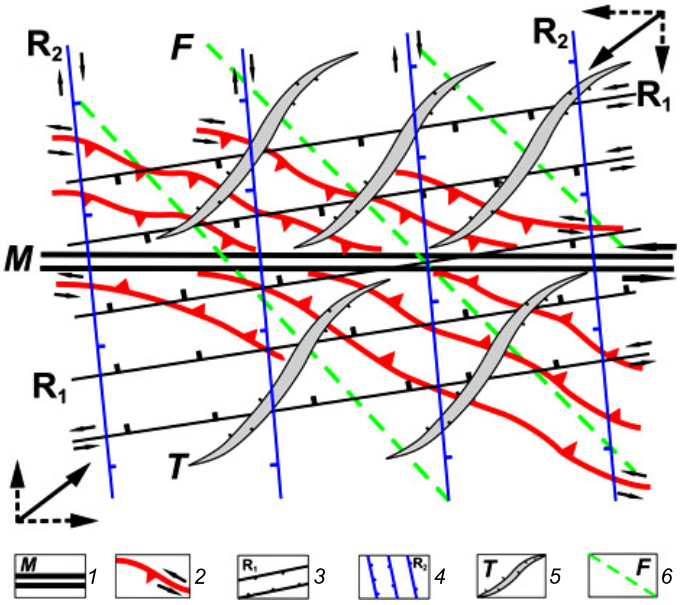


Рис. 12. Схема структурного парагенеза транспрессии [*Morozov, 2002*].

1 – осевая зона магистрального сдвига (M); *2* – система сдвиго-надвигов; *3* – система синтетических сколов Риделя (R_1); *4* – система антитетических сколов Риделя (R_2); *5* – трещины растяжения (T); *6* – оси складок (F).

Fig. 12. Schematic structural paragenesis of transpression [*Morozov*, *2002*].

1 – axial zone of the main strike-slip fault (M); 2 – system of thrusts with strike-slip component; *3* – system of synthetic Riedel shear fractures (R_1); *4* – system of antipodic Riedel shear factures (R_2); *5* – tension fractures (T); *6* – fold axis (F).

пределах и закономерное расположение в геологическом пространстве.

3.2. Особенности структурообразования в зонах концентрированной деформации в условиях транспрессии

Детальное структурно-геологическое изучение разновозрастных подвижных зон и поясов вкупе с результатами аналогового тектонофизического моделирования показывает [*Luchitsky, Bondarenko, 1967; Morozov, 1999, 2001, 2002; Morozov, Geptner, 1997; Morozov, Talitskii, 2006; Morozov et al., 2014*], что внутреннее строение структур цветка в целом подчиняется закономерностям формирования структурного парагенеза режима транспрессии [*Morozov, 2002*]. Этот структурный парагенез (рис. 12, 13), являясь результатом комбинированного действия чистого и простого сдвига, характеризуется сочетанием структурных элементов и кинематики обеих геомеханических обстановок и обладает рядом специфических особенностей, позволяющих диагностировать этот режим.

Наиболее характерными чертами структурного парагенеза областей транспрессии являются следующие [*Bachmanov et al., 2008; Leonov, 2012b; Luchitsky, Bondarenko, 1967; Morozov, 1999, 2001, 2002; Morozov, Geptner, 1997; Morozov, Talitskii, 2006; Rastsvetaev, 2002; Stefanov et al., 2009; Timurziev, 2006, 2009, 2010; Chikov, 2011; Alvarez, Maurin, 1991; Chemenda et al., 2016; Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996; Sanderson, Marchini, 1984; Sylvester, 1988; Stefanov, Bakeev, 2015; Woodcock, Fischer, 1986*].

- Дивергентно-веерная относительно осевой зоны (магистрального разлома) разрывно-складчатая структура «пальмового дерева» или «цветка».

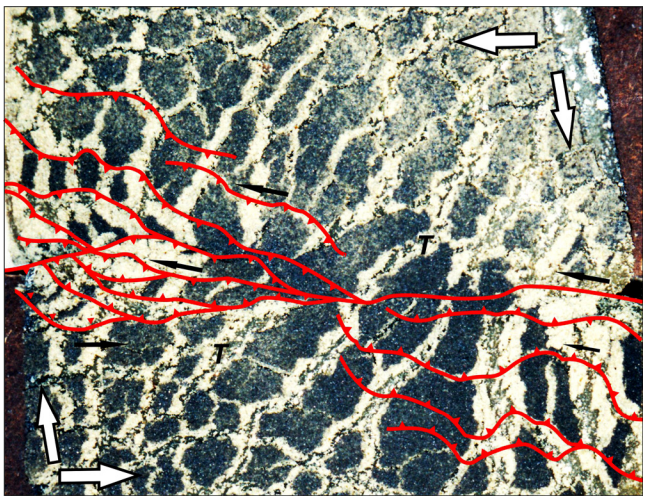


Рис. 13. Воспроизведение структурного парагенеза транспрессии в монослое тонкодисперсного талькового материала (белое) на каучуковой подложке, присыпанного на поверхности угольной пылью (черное). T – трещины отрыва.

Fig. 13. Simulation of the structural paragenesis of transpression in the monolayer of finely dispersed talc (white) on the underlying rubber layer, which surface was sprinkled with coal dust (black). T – rupture.

- Комбинированная кинематика смещений по дивергентно-веерной системе разломов, сочетающая сдвиговую и надвиговую компоненты (сдвиго-надвиги).

- Кулисно-эшелонированное расположение сдвиго-надвигов под углом к магистральной зоне (преимущественно в сегментах сжатия), с разворотом против или по часовой стрелке в зависимости от знака сдвигового смещения (рис. 13).

- Осложнение дивергентно-веерной разрывной системы сдвиго-надвигов системой сопряженных сколов Риделя, в которой синтетические сколы также имеют дивергентную (относительно М) надвиговую компоненту, а антитетический ряд сколов характеризуется закономерным чередованием конвергентно и дивергентно расположенных поверхностей сместителей.

- Формирование трещин отрыва в виде кулисно-эшелонированных рядов, изначально расположенных под углом ~45° к магистральному разлому (рис. 13); последующее их вращение относительно магистрального разлома с увеличением угла в ходе прогрессивного развития деформации; отчетливая сдвиговая компонента, направленная вдоль простирания зоны, которая постепенно, по мере разворота, затухает.

- «Винтокрылая» морфология трещин отрыва.

Помимо этих устойчиво проявляющихся особенностей строения транспрессивной зоны важно отметить также другие особенности ЗКД: развитие синкинематических преднадвиговых (фронтальных) впадин и структур пулл-апарт вдоль отдельных сдвиго-надвиговых нарушений; дифференциацию объема транпрессивной зоны по степени дислоцированности пород; сопряженное сосуществование участков локализованных деформаций и доменов, практически не затронутых ими (рис. 14); как следствие этой дифференциации, чередование сопряженных зон дивергентного и конвергентного перемещения тектонических пластин (см. рис. 12); выведение в осевой зоне глубинного корового материала; последовательное расширение полосы структурирования транспрессивной зоны с закономерным пространственно-временным шагом и соответствующее поперечно-латеральное омоложение формирующихся структур (сдвиго-надвигов, впадин и т.д.).

3.3. Деформирование осадочного чехла под действием силы тяжести при сдвиговом смещении блоков основания (результаты численного эксперимента)

В связи с установленной связью ряда бассейнов (особенно межгорных и внутригорных впадин) с наличием сдвигового поля напряжений в породных комплексах как осадочного чехла, так и кристаллического (складчато-метаморфического) фундамента, необходимо четкое понимание условий и причин формирования тех или иных структур и их влияния на кинематику и напряженное состояние в окружающем пространстве.

Изучение эволюции динамических осадочных бассейнов позволило построить непротиворечивую модель их структурной дифференциации, в которой первостепенную роль играют зоны концентрированной деформации и структуры цветка. Результаты лабораторных экспериментов показывают, что такие структуры возникают в условиях, когда сдвиговая деформация толщи вызвана разрывным смещением в основании, поэтому особое внимание было сосредоточено на изучении строения и напряженного состояния структур горизонтального сдвига или цветковых структур, формирование которых обусловлено разрывным горизонтальным сдвигом блоков фундамента. Но к настоящему времени имеется всего несколько работ, в которых удалось численно смоделировать процесс образования цветковых структур и проследить этапы их формирования [*Stefanov et al., 2009, 2014; Chemenda et al., 2016; Stefanov, Bakeev, 2014a, 2014b, 2015*].

При иллюстрации пространственного строения цветковых структур их положительную и отрицательную форму в большинстве работ связывают с ориентацией разрывов и соответствующей кинематикой. Если анализ ориентации нарушений в горизонтальной плоскости, представленный, например, в работах [*Hancock, 1985; Sylvester, 1988*], не вызывает сомнений, то изображение трехмерных структур оставляет вопросы. Ориентация нарушений и, соответственно, кинематика смещений среды изображается противоположной в положительных и отрицательных структурах (например [*Sylvester, 1988*]). В первом случае нарушения соответствуют R,T и R` полосам Риделя, ориентированным против направления смещения на удалении, во втором – полосам P с наклоном, противоположным ориентации R сегментов нарушений. Считается, что положительная структура связана с острым углом относительно направления смещения разлома. Однако результаты численного моделирования показывают, что направление разрывов зависит от напряженного состояния при их формировании и соответствующим образом определяет кинематику и меняет напряженное состояние в окружающем пространстве [*Stefanov, 2002, 2005, 2008; Stefanov, Bakeev, 2014a, 2014b, 2015; Stefanov et al., 2009, 2014*]. В настоящей работе приведен ряд результатов и обобщающих выводов о строении цветковых структур и напряженно-деформированном состоянии в данных зонах.

Рассмотрим задачу о деформировании толщи среды при горизонтальном (продольном) смещении блоков основания (рис. 15).

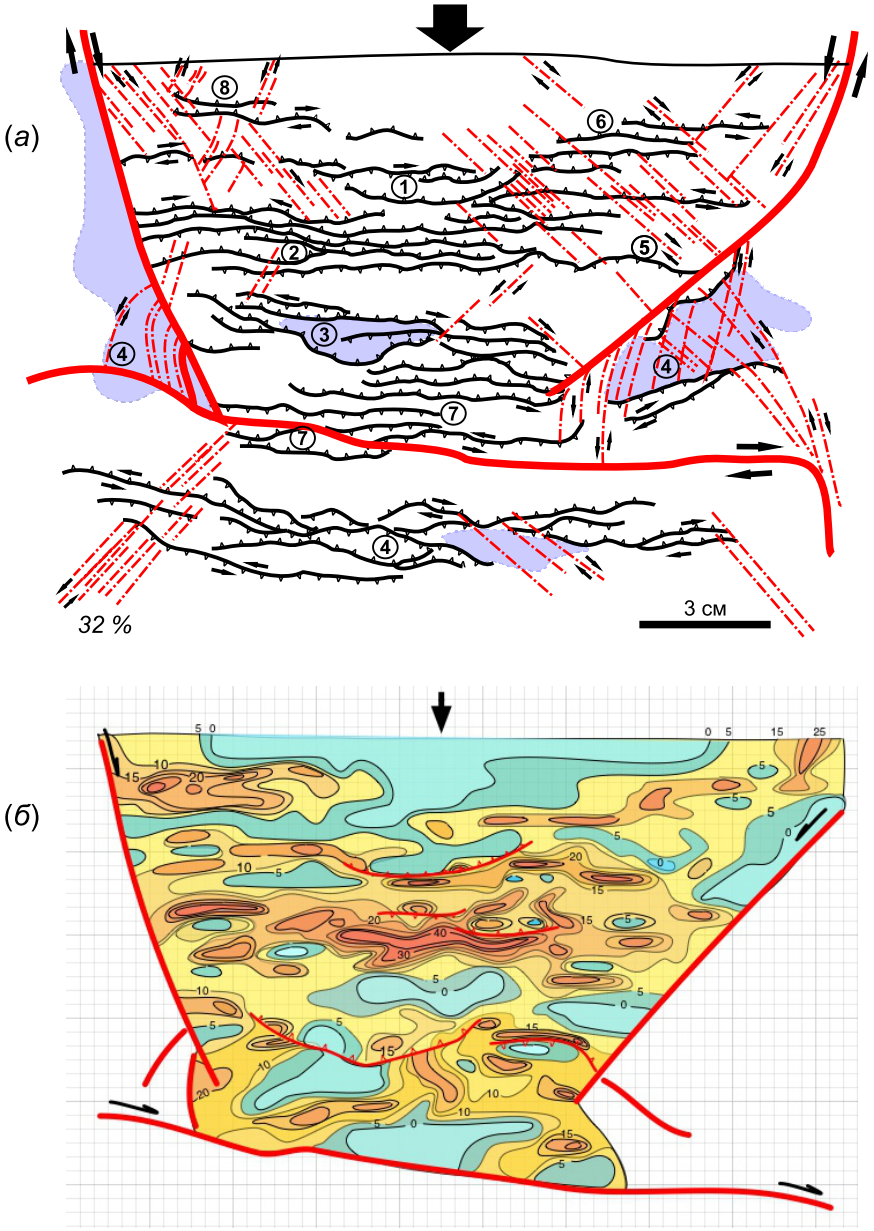


Рис. 14. Экспериментальное воспроизведение транспрессии в образце исходно однородной каолиновой глины. Латеральное давление штампа со стороны верхней границы образца.

(*а*) – структурный рисунок на одной из конечных стадий процесса деформации (32 % общего укорочения) с чередованием зон дивергентного и конвергентного движения горных масс. Цифры в кружках – последовательность формирования структур. Участки серого цвета – морфологические понижения поверхности (депрессии). (*б*) – неоднородное распределение деформации в условиях транспрессии в виде чередующихся зон повышенного (светло-коричневые тона) и пониженного (голубовато-синие тона) деформирования глины (цифры изолиний показывают процент укорочения маркеров).

Fig. 14. Experiment to simulate transpression in the sample of initially homogeneous kaolin clay. The stamp applies lateral pressure to the side of the sample's upper boundary.

(*а*) – structural pattern at one of the final stages of deformation (32 % of total shortening) with alternating zones of divergent and convergent movements of the rocks. Numbers in circles – sequence of formation of structures. Grey-colour areas – morphological subsidence of the surface (depressions). (*б*) – inhomogeneous distribution of strain under transpression: alternating uplifted (light brown) and subsided (light bluish-blue) zones of clay deformation (isoline numbers show the percentage of shortening of the markers).

Постановка задачи. Условия задачи предполагают полное сцепление осадочной толщи с основанием, нахождение среды в поле силы тяжести, определяющей вертикальные напряжения $\sigma_z(z) = -g\int_0^z \rho\,(z)dz$, и равенство горизонтальных напряжений в начальный момент при отсутствии сдвига: $\sigma_x(z) = \sigma_y(z) = \sigma_z(z)\xi$.

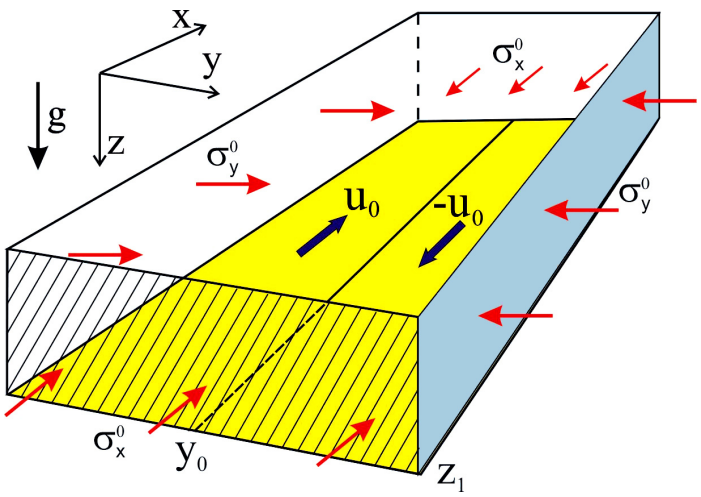


Рис. 15. Схема нагружения слоя среды (объяснения в тексте).

Fig. 15. Loading of the layer (explanations in the text).

Рассмотрено два варианта со значениями коэффициента бокового отпора $\xi = \frac{v}{1-v}$ и $\xi = 1$, v – коэффициент Пуассона. Первый случай соответствует начальному напряженному состоянию безграничной в горизонтальной плоскости среды, находящейся под действием вертикальной нагрузки при отсутствии горизонтальной деформации. Второй случай описывает начальное гидростатическое состояние, которое может быть реализовано в случае равноосного всестороннего сжатия, например под действием тектонических сил или при полной релаксации сдвиговых напряжений.

Деформирование слоя задавалось в уже нагруженной среде через горизонтальное смещение левого и правого нижнего блока в противоположных направлениях (рис. 15):

$$u_x(x, y < y_0, z_1) = u(t),$$
$$u_x(x, y \geq y_0, z_1) = -u(t).$$

В ходе деформирования на боковых гранях сохранялись нормальные напряжения начального состояния: $\sigma_{ij}(x, y, z, t) = \sigma_{ij}(x, y, z, t = 0)$. Данные условия не препятствуют деформации на границах при изменении напряжений внутри расчетной области. Условия на передней и задней границе имитировали бесконечную протяженность слоя.

Характеристика модели. Деформационное поведение среды описывалось в рамках упругохрупкопластической модели. Использован вариант модели с предельной поверхностью Друккера – Прагера [*Drucker, Prager, 1975*] и неассоциированным законом течения. Начальными параметрами модели, наряду с упругими модулями, являлись коэффициенты, описывающие внутреннее трение и когезию, а также коэффициент дилатансии. Таким способом учитывалось влияние давления на начало необратимой деформации среды и ее эффективную прочность, а также необратимое изменение объема. В ходе деформирования происходило изменение предельной поверхности, отражающее стадии упрочнения и разупрочнения.

Моделирование процесса деформации осуществлялось при помощи численного решения системы уравнений динамики, включающей уравнения движения и неразрывности:

$$\sigma_{ij,j} + \rho F_i = \rho \dot{u}_i,$$
$$\dot{\rho} + \rho u_{i,i}.$$

Здесь ρ — плотность материала, u_i – компоненты вектора скорости, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений Коши, F_i – массовые силы; точка сверху означает производную по времени, индекс после запятой означает производную по соответствующей координате. Замыкают систему уравнений определяющие соотношения, которые устанавливают связь между скоростями или приращениями тензоров напряжений и деформаций.

Предполагалось, что скорость деформации d_{ij} состоит из упругой и пластической (неупругой) части:

$$d_{ij} = d_{ij}^e + d_{ij}^p.$$

Напряженное состояние определялось из уравнений $\sigma_{ij} = \xi(\dot{\theta} - \dot{\theta}^p)\delta_{ij} + 2\mu\left(d_{ij} - d_{ij}^p\right)$, где $d_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i})$, u_i – компоненты вектора скорости перемещений, σ_{ij} – производная Яумана от напряжений, точка сверху означает производную по времени.

Для расчета приращений деформаций и напряжений были использованы представления теории пластичности, согласно которым напряженное состояние в каждой точке ограничено поверхностью предельного состояния. При достижении этой поверхности начинается процесс необратимого деформирования материала. Приращения компонент пластической деформации $d\varepsilon_{ij}^p$ определяются из уравнений:

$$f\left(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^p\right) = 0, \mathrm{g} = \left(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^p\right) = 0, d\varepsilon_{ij}^p = d\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}},$$

где f и g – уравнения предельной поверхности и пластического потенциала, $d\lambda$ – параметр, определяемый в ходе решения.

Уравнение предельной поверхности для модифицированной модели Друккера – Прагера – Нико-

лаевского [*Drucker, Prager, 1975; Nikolaevskii, 1971; Stefanov, 2002, 2005, 2008; Stefanov, Bakeev, 2015*] было принято в виде:

$$f = \tau - \alpha\sigma - Y,$$

где α и Y – параметры, которые могут быть выражены через коэффициенты внутреннего трения и когезии; $\tau = \left({}^{s_{ij}s_{ij}}/_{2}\right)^{1/2}$ – интенсивность касательных напряжений; $\sigma = -{}^{\sigma_{kk}}/_{3}$ – давление; s_{ij} – компоненты девиатора тензора напряжений.

Упрочнение и разупрочнение среды описывались соотношением:

$$Y(\gamma^p) = Y_0\left[1 + h\left(A(\gamma^p) - D(\gamma^p)\right)\right],$$

где γ^p– интенсивность сдвиговой пластической деформации; h – параметр.

Уравнение пластического потенциала для расчета приращений пластической деформации было взято в виде:

$$g = \tau - \beta\sigma,$$

где β – коэффициент дилатансии.

Расчеты проводились при значениях параметров, представленных в таблице. Рассмотрен процесс деформирования слоя среды толщиной 8 км.

При данных значениях модулей упругости коэффициент Пуассона $\nu = 0.317$, коэффициент бокового отпора для рассмотрения первого случая задания нагрузки $\xi = 0.46$. В слое толщиной 8 км начальное состояние остается упругим. Соответственно возникновение необратимой деформации и разрывов происходит на втором этапе нагружения в результате разрывного сдвига блоков основания. Общие закономерности формирования зон локализации в таких условиях описаны в работах [*Stefanov, 2002, 2005, 2008; Stefanov, Bakeev, 2014a, 2014b, 2015; Stefanov et al., 2009, 2014*].

Результаты моделирования. Картины деформирования, представленные на рис. 16–21, соответствуют времени образования всех основных первичных структур нарушений, но до начала формирования магистрального разлома.

Проведенные расчеты показали, что формирование положительных структур наблюдается в случае, если начальные горизонтальные напряжения были равны вертикальным ($\xi = 1$) или превышали их (см. рис. 19–21). В условиях, когда начальные горизонтальные напряжения меньше вертикальных, на поверхности наблюдается формирование отрицательных деформационных структур (см. рис. 16–18). Появление отдельных поднятий в отрицательных структурах связано с изменением поля напряжений и повышением горизонтальной компоненты напряжений в локальных областях неоднородной среды за счет образовавшихся зон локализации деформации.

Таким образом, численное моделирование показало, что в условиях сдвига деформирование осадочных ванн, кроме иных причин, которые не рассматриваются в данной работе, может быть обусловлено начальными условиями напряженного состояния породных масс фундамента и чехла и соотношением горизонтальной и вертикальной компоненты напряженного состояния. Из этих данных следует два важных для бассейнового анализа вывода:

(1) интрабассейновая дифференциации и форма ее проявления могут определяться состоянием внутреннего напряженного состояния горных масс бассейна;

(2) форма и время проявления интрабассейновой дифференциации зависят от толщины осадочного слоя, т.е. она проявляется при накоплении определенной мощности осадков в бассейне.

Оценки напряженного состояния показали, что в обоих рассмотренных случаях давление в полосах локализации имеет пониженное значение, тогда как между полосами наблюдается существенное сжатие среды (см. рис. 17, 20).

На основе результатов численного моделирования построена 3D модель цветковых структур (см. рис. 16, 19) и показано влияние параметров, которые в наибольшей степени определяют эти структуры. Наряду с начальным напряженным состоянием, ориентация, форма зон локализации и общее строение разломной зоны обусловлены упругими и прочностными параметрами среды, а также толщиной деформируемого слоя среды [*Stefanov, Bakeev, 2014b, 2015; Stefanov et al., 2014*]. При этом роль этих параметров в значительной степени определяется через начальное состояние, зависящее от действия силы тяжести: соотношением

Параметры среды

Parameters of the medium

ρ, г/см³	*K*, ГПа	μ, ГПа	Y_0, МПа	α	β	γ*	*h*
2.2	12.8	5.34	8	0.65	0.08	0.001	0.06

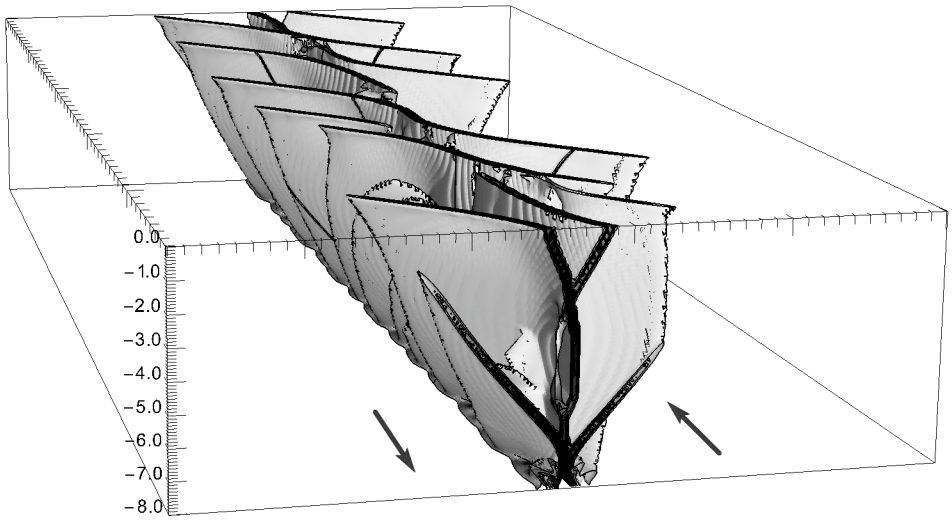


Рис. 16. Пространственное строение зон локализации пластической деформации при горизонтальном сдвиге блоков основания для случая $\xi = 0.46$.

Fig. 16. Spatial structure of the zones, wherein plastic deformation is localized, in case of horizontal shear of the base blocks, $\xi = 0.46$.

между вертикальными и горизонтальными напряжениями, а также глубиной возможного перехода в неупругое (пластическое) состояние.

Расчеты показали также, что в условиях разрывного горизонтального сдвига основания в осадочном слое возможно формирование двух принципиально различных типов структурных нарушений. Для первого типа основными являются наклонные поверхности Риделя, ориентированные под небольшим углом наклона в горизонтальной плоскости, или единая поверхность с шероховатостями и узкой зоной оперяющих структур. Такой тип характерен для случая упругого начального состояния по всей глубине и при наличии повышенных горизонтальных напряжений (см. рис. 19–21). При таких условиях обычно наблюдается формирование положительных структур. Второй тип нарушений характеризуется более сложным строением, и он состоит из серии наклонных плоскостных нарушений, ориентированных под углом ~40° в горизонтальной плоскости по отношению к оси сдвига (см. рис. 16–18). Этот тип строения наблюдается при низких значениях горизонтально-поперечных напряжений, а также если начальное состояние в нижней части среды близко к пластическому или часть слоя находится в состоянии пластичности уже на этом этапе нагружения. В последнем случае возможно формирование еще более сложной системы зон локализации деформаций. Характерным для этого типа является образование отрицательных структур.

Однако в обоих случаях зоны локализации представляют собой типичные R_1, T и менее выраженные R_2 структуры. Именно данные нарушения являются первичными. На последующих этапах смещения происходит слияние этих разрывов в магистральный разлом M или серию субпараллельных разломов. Эшелонированная система R_1 полос объединяется в виде зигзагообразной ломаной линии в их центральной части, а T-разрывы, которые

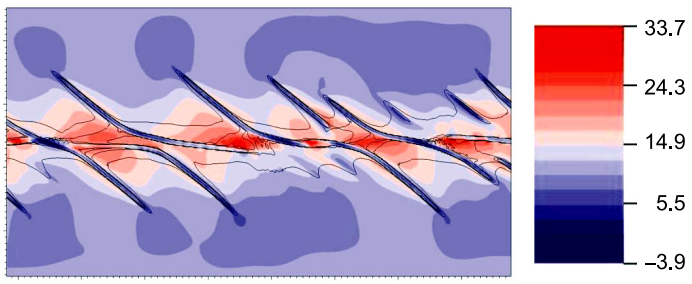


Рис. 17. Зоны локализации и распределение давления (среднего напряжения) (МПа) в горизонтальном сечении вблизи поверхности для случая $\xi = 0.46$.

Fig. 17. Localization zones and the distribution of pressure (mean stress) (MPa) in the horizontal section near the surface, $\xi = 0.46$.

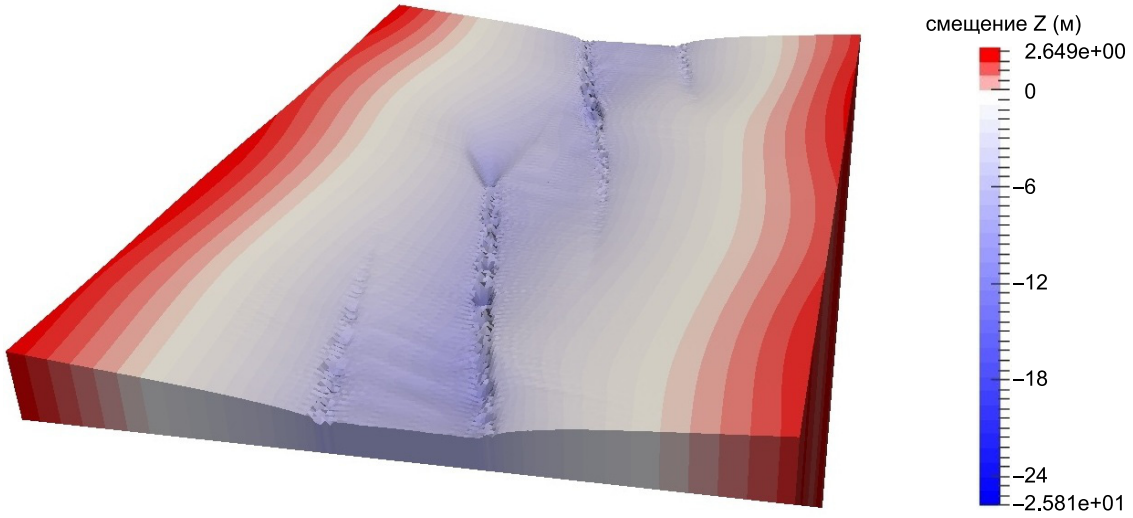


Рис. 18. Рельеф поверхности после образования зон локализации для случая $\xi = 0.46$.

Fig. 18. Relief of the surface after the occurrence of localization zones, $\xi = 0.46$.

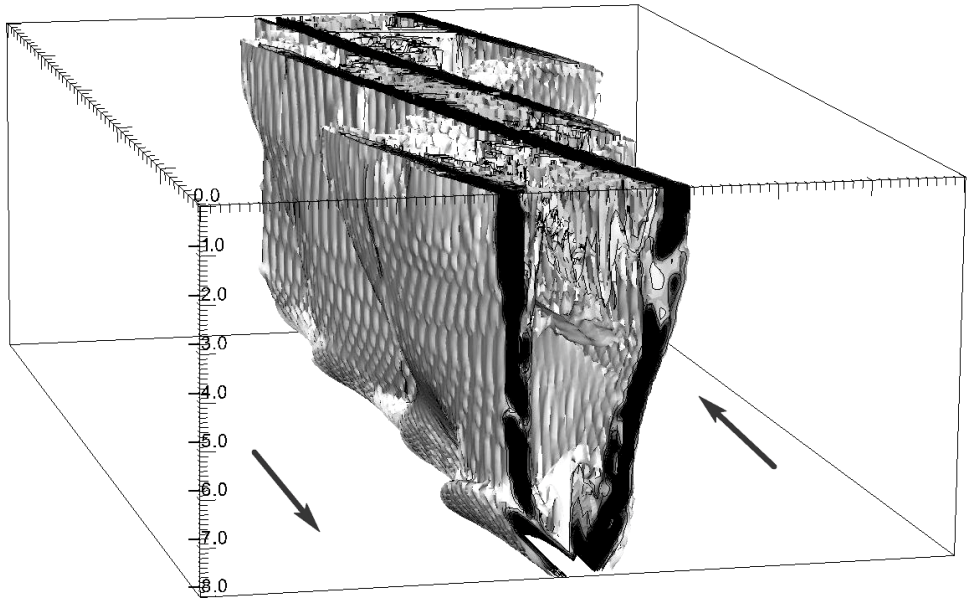


Рис. 19. Пространственное строение зон локализации пластической деформации при горизонтальном сдвиге блоков основания для случая $\xi = 1$.

Fig. 19. Spatial structure of the zones, wherein plastic deformation is localized, shear of the base blocks, $\xi = 1$.

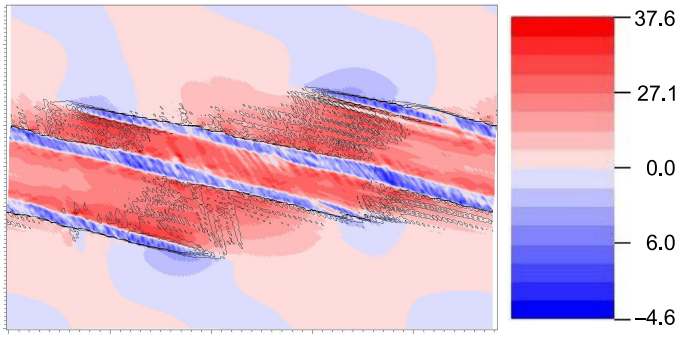


Рис. 20. Зоны локализации и распределение давления (среднего напряжения) (МПа) в горизонтальном сечении вблизи поверхности для случая $\xi = 1$.

Fig. 20. Localization zones and the distribution of pressure (mean stress) (MPa) in the horizontal section near the surface, $\xi = 1$.

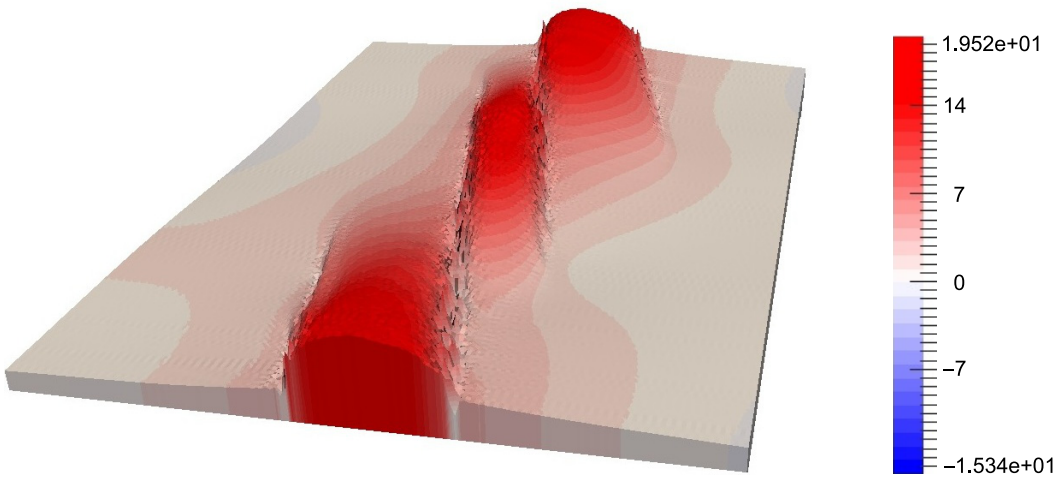


Рис. 21. Рельеф поверхности после образования зон локализации для случая $\xi = 1$.

Fig. 21. Relief of the surface after the occurrence of localization zones, $\xi = 1$.

образуются в два ряда, по разные стороны от плоскости сдвига соединяют проходящие через их внутренние края магистральные разломы, идущие до разрыва в основании [*Stefanov, Bakeev, 2014a, 2014b, 2015; Stefanov et al., 2014*], поэтому магистральный разлом может иметь *V*-, *Y*- или *W*-образную форму. В основном развитие *T*-разрывов происходит до образования магистральных разломов, это является первым этапом формирования разломной структуры. *R*-полосы остаются частью магистральной системы разлома, и потому в них продолжается смещение в течение всей эволюции.

При больших смещениях возможно искажение общей картины с учетом поворота блоков, ограниченных разрывами, и частичное изменение их ориентации. Кроме того, появление в среде полос локализованной деформации и разрывов меняет локальное поле напряжений и делает среду неоднородной. В результате также возможно образование вторичных или уже третичных структур нарушений меньшего масштаба.

Таким образом, результаты численных экспериментов, с одной стороны, обнаруживают существенное сходство с натурными наблюдениями в зонах концентрированной деформации, а с другой – позволяют выявить и понять некоторые новые важные нюансы структурообразующих процессов, а также установить предполагаемые геодинамические условия их проявления.

4. Заключение

В статье приведены примеры строения зон концентрированной деформации (структур цветка) разного возраста и геоструктурного положения и выявлены (или вновь подчеркнуты на новом материале) особенности их инфраструктуры и геодинамического развития. Параллельно рассмотрены результаты тектонофизического и численного моделирования, осуществленного с учетом вновь возникших задач, в частности связанных с объяснением взаимодействия фундамента и чехла осадочных бассейнов и их морфоструктурной дифференциации.

В итоге сформулирован ряд важных положений, касающихся особенностей как морфоструктурного облика ЗКД, так и геодинамических условий их возникновения и эволюции. Отметим некоторые из них.

Структуры цветка в эксперименте обнаруживают большое сходство, иногда тождество, с природными объектами по морфологии и инфраструктуре. Структуры цветка (зоны концентрированной деформации) антиформного типа образуются преимущественно в обстановках транспрессии при условиях, когда горизонтальные напряжения, ориентированные поперек сдвига, равны или превышают вертикальные напряжения. Основным различием в строении оперяющих разломов в положительных и отрицательных морфоструктурах является то, что в положительных структурах первичны поверхности локализованного сдвига Риделя R_1, а в отрицательных – *T*-разрывы. Увеличение объема среды за счет дилатансии при псевдопластической сдвиговой деформации может приводить к локальным поднятиям отдельных участков в отрицательных структурах и увеличению высоты – в положительных.

Зоны концентрированной деформации незначительной протяженности и глубины заложения могут образовываться автономно в пределах отложе-

ний чехла, но в большинстве случаев их возникновение связано с тектонической эволюцией системы «фундамент – чехол» и непосредственно с типом и интенсивностью деформации фундамента. При этом ЗКД зачастую обладают пространственно-регулярным расположением и определяют тектоническую делимость земной коры и литосферы.

Таким образом, зоны концентрированной деформации являются важным структурно-тектоническим элементом земной коры и литосферы и играют существенную роль в морфоструктурной дифференциации динамических осадочных бассейнов. Образование зон концентрированной деформации (структур цветка) определяется, вероятно, несколькими факторами, которые еще недостаточно изучены, но среди которых несомненны латеральная реологическая неоднородность горных масс, анизотропия их механических свойств, существование неоднородного поля напряжений. Но, как показали натурные исследования и экспериментальные работы, формирование зон концентрированной деформации (структур цветка), по-видимому, не реализуется без наличия объемного хрупкопластического сдвигового течения.

В заключение отметим, что в условиях сложности получения информации, недостаточности фактических данных о строении зон концентрированной деформации, неоднозначности оценок динамических и кинематических условий их формирования и интерпретации материала ввиду масштабов объектов, раздробленности среды, изменения условий нагружения за счет накопления осадков и прочих меняющихся факторов тектонофизические и численные эксперименты становятся необходимым элементом изучения структур земной коры и должны использоваться во всех возможных случаях. Именно совокупность использования натурных и экспериментальных исследований делает возможным создание целостной картины строения геологических структур и условий их формирования.

Полученные в результате данного исследования научные результаты имеют и прогностическую ценность, так как могут быть полезны при интерпретации данных сейсморазведки, для построения структуры коллекторов углеводородов и планирования их поиска.

5. Благодарности

Работа выполнена по темам госзаданий № 0135-2016-0012 (ГИН РАН) и № 0144-2014-0089 (ИФЗ РАН), проекта IX.128.1.1 (ФНИ ИНГГ СО РАН) (формулировка проблемы, совокупный анализ материала, введение, заключение) и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00357 (разделы 1.1, 1.2.1, 1.2.2, 2.1, 2.3), № 16-05-01012 (раздел 1.2.3, 2.2)).

6. Литература / References

Alvarez P., Maurin J.C., 1991. Evolution sédimentaire et tectonique du bassin protérozoïque supérieur de Comba (Congo): Stratigraphie séquentielle du Supergroupe Ouest-Congolien et modèle d'amortissement sur décrochements dans le contexte de la tectogénèse panafricaine. *Precambrian Research* 50 (1–2), 137–171. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90051-B.

Atmaoui N., Kukowski N., Stöckhert B., König D., 2006. Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: Insights from scaled clay experiments. *International Journal of Earth Sciences* 95 (2), 225–238. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0030-1.

Azhgirey G.D., 1960.On some important regularities of the tectonic structure and movement of the crust. *Izvestiya AN SSSR, Geological Series* (8), 3–18 (in Russian) [*Ажгирей Г.Д.* О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // *Известия АН СССР, серия геологическая*. 1960. № 8. С. 3–18].

Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A., Zarshchikov A.A., 2008. The Ming-Kush-Kökömeren zone of recent transpression in the Middle Tien Shan. *Geotectonics* 42 (3), 186–205. https://doi.org/10.1134/S0016852108030035.

Bondarenko P.M., 1991. Modeling of stress fields and forecasting of dislocations in shear zones and their systematics. In: Yu.M. Pushcharovsky, P.S. Voronov (Eds.), Shear tectonic faults and their role in the formation of mineral deposits. Nauka, Moscow, p. 19–21 (in Russian) [*Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых / Ред. Ю.М. Пущаровский, П.С. Воронов. М.: Наука, 1991. С. 19–21].

Chemenda A.I., Cavalié O., Vergnolle M., Bouissou S., Delouis B., 2016. Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system. *Comptes Rendus Geoscience* 348 (1), 61–69. https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.008.

Chikov B.M., 2011. Introduction to Physical Foundations of Static and Dynamic Geotectonics. Geo, Novosibirsk, 300 p. (in Russian) [*Чиков Б.М.* Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: Гео, 2011. 300 с.].

Chikov B.M., Lin Ge, 1995. Tectonics of the Indosinian collision belt (Southeast Asia). *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 36 (12), 3–16 (in Russian) [*Чиков Б.М., Лин Ге.* Тектоника Индосинийского коллизионного пояса (Юго-Восточная Азия) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 12. С. 3–16].

Chikov B.M., Zinoviev S.V., Deyev E.V., 2008. Mesozoic and Cenozoic collisional structures of the southern Great Altai. *Russian Geology and Geophysics* 49 (5), 323–331. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.09.013.

Cunningham D., 2010. Tectonic setting and structural evolution of the Late Cenozoic Gobi Altai orogen. In: T.M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao (Eds.), The evolving continents: understanding processes of continental growth. Geological Society, London, Special Publications, vol. 338, p. 361–387. https://doi.org/10.1144/SP338.17.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov J., Saandar M., 1996. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth and Planetary Science Letters* 140 (1–4), 67–81. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00048-9.

Dejidmaa G., Badarch G., 2005. Summary of pre-accretionary and accretionary metallogenic belts of Mongolia. In: R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirvin (Eds.), Geodynamics and metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits. CERCAMS, London, p. 25–30.

Dellmes K.F., 1961. The main features of the basin development in connection with oil occurrence. In: I.O. Brod, V.B. Olenin (Eds.), Oil occurrence. Gostoptekhizdat, Moscow, p. 634–671 (in Russian) [*Деллмес К.Ф.* основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти // Распространение нефти / Ред. И.О. Брод, В.Б. Оленин. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671].

Dergunova A.B. (Ed.), 1995. Geological Formations of Mongolia. Proceedings of the Joint Russian-Mongolian Scientific Research Geological Expedition. Issue 55. Shag, Moscow, 179 p. (in Russian) [Геологические формации Монголии. Труды совместной Российско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 55 / Ред. А.Б. Дергунова. М.: Шаг, 1995. 179 с.].

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A., 2001. Deep Geodynamics. Siberian Branch of RAS Publishing House, Geo Branch, Novosibirsk, 408 p. (in Russian) [*Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 408 с.].

Dooley T.P., Schreurs G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics* 574–575, 1–71. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030.

Dovzhikov A.E., 1977. Tectonics of the Southern Tien Shan. Nedra, Moscow, 170 p. (in Russian) [*Довжиков А.Е.* Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 170 с.].

Drucker D.C., Prager W., 1975. Soil mechanics and plastic analysis or limit design. In: Mechanics. New in foreign science. Issue 2. Determining laws of soil mechanics. Mir, Moscow, p. 166–177 (in Russian) [*Друккер Д., Прагер В.* Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир, 1975. С. 166–177].

Florensov N.A., Solonenko V.P. (Eds.), 1963. The Gobi-Altai Earthquake. Publishing House of Academy of Sciences of USSR, Moscow, 391 p. (in Russian) [Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.].

Gogonenkov G.N., Kashik A.S., Timursiyev A.I., 2007. Horizontal displacements of West Siberia's basement. *Geologiya Nefti i Gaza* (*Oil and Gas Geology*) (3), 3–18 (in Russian) [*Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // *Геология нефти и газа*. 2007. № 3. С. 3–18].

Gol'din S.V., 2002. Destruction of the lithosphere and physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (5), 5–22 (in Russian) [*Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // *Физическая мезомеханика*. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22].

Hancock P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7 (3–4), 437–457. https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3.

Harding T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *AAPG Bulletin* 69 (4), 582–600.

Harland W.B., 1971. Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine* 108 (1), 27–41. https://doi.org/10.1017/S0016756800050937.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., 1990. Evolution of Geological Processes and Metallogeny of Mongolia. Nauka, Moscow, 240 p. (in Russian) [*Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. 240 с.].

Leonov M.G., 1996. Phanerozoic geodynamic regimes of the Southern Tien Shan. *Geotectonics* 30 (3), 200–216.

Leonov M.G., 2008. Tectonics of the Consolidated Crust. Nauka, Moscow, 462 p. (in Russian) [*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 462 с.].

Leonov M.G., 2012a. Granite protrusions and associated clastites as real and potential reservoirs of hydrocarbons. In: Leningrad School of Lithology. Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Vol. 2, p. 165–167 (in Russian) [*Леонов М.Г.* Гранитные протрузии и сопутствующие им кластиты как реальные и потенциальные резервуары углеводородов // Ленинградская школа литологии. СПб.: СПбГУ, 2012. Т. 2. С. 165–167].

Leonov M.G., 2012b. Within-plate zones of concentrated deformation: Tectonic structure and evolution. *Geotectonics* 46 (6), 389–411. https://doi.org/10.1134/S0016852112060052.

Leonov M.G., 2013a. Intermountain cavities of Gissar-Alay region (Tien Shan): structure and evolution. *Litosfera* (*Lithosphere*) (3), 3–24 (in Russian) [*Леонов М.Г.* Межгорные впадины Гиссаро-Алайской горной области (Тянь-Шань): структура и история формирования // *Литосфера*. 2013. № 3. С. 3–24].

Leonov M.G. (Ed.), 2013b. Lateral Tectonic Flows in the Lithosphere of the Earth. GEOS, Moscow, 318 p. (in Russian) [Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.].

Leonov M.G., 2014. The Pieniny klippen belt: its tectonic structure and evolution. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 703–715 (in Russian) [*Леонов М.Г.* Пьенинский утесовый пояс: тектоническая структура и эволюция // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 3. Р. 703–715]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0150.

Leonov M.G., Bakeev R.A., Yu.A., Morozov Yu.A., Przhiyalgovsky E.S., Stefanov Yu.P., Tataurova A.A., 2017a. Tectonic differentiation of sedimentary basins (statement of the problem and ways of solution). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 15. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 165–168 (in Russian) [*Леонов М.Г., Бакеев Р.А., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Стефанов Ю.П., Татаурова А.А.* Тектоническая дифференциация осадочных бассейнов (постановка вопроса и пути решения) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 165–168].

Leonov M.G., Kolodyazhny S.Yu., Solovjov A.Yu., 1995. Plastic deformation and metamorphism. *Geotektonika* (*Geotectonics*) (2), 29–48 (in Russian) [*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.* Пластическая деформация и метаморфизм // *Геотектоника*. 1995. № 2. С. 29–48].

Leonov M.G., Morozov Yu.A., Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., 2017b. The Naryn basin – Baibichetoo ridge – Atbash depression system as a reflection of the geodynamic evolution of sedimentary basins (geological, tectonophysical and computational modeling data). In: Problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens. Abstracts of the VII International Symposium. Research Station of RAS, Bishkek, p. 37–39 (in Russian) [*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Система «Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Атбашинская впадина» как отражение геодинамической эволюции осадочных бассейнов (данные геологии, тектонофизического и расчетного моделирования) // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тезисы докладов VII международного симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2017. С. 37–39].

Leonov M.G., Przhiyalgovsky E.S., Lavrushina E.V., 2018. Granites. Postmagmatic Tectonics and Hydrocarbon Potential. GEOS, Moscow, 331 p. (in Russian) [*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В*. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 331 с.].

Leonov M.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., Bataleva E.A., Niatukov V.E., Shchelochkov G.G., 2017c. Gissar-Alay and Pamirs. Comparative Tectonics and Geodynamics. GEOS, Moscow, 132 p. (in Russian) [*Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г.* Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М.: ГЕОС, 2017. 132 с.].

Lobkovsky L.I., 1988. Geodynamics of Zones of Spreading and Subduction and Two-Level Plate Tectonics. Nauka, Moscow, 251 p. (in Russian) [*Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.].

Luchitsky I.V., Bondarenko P.M., 1967. Tectonic modeling in the artificial magnetic field. *Doklady AN SSSR* 174 (5), 1173–1176 (in Russian) [*Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле // *Доклады АН СССР*. 1967. Т. 174. № 5. С. 1173–1176].

Morozov Y.A., 1999. The role of transpression in the structural evolution of the Svecokarelides in the Baltic Shield. *Geotectonics* 33 (4), 302–313.

Morozov Y.A., 2001. The structure and kinematic evolution of the Urals – Southern Tien Shan (Sultan-Uvais Range) junction region. *Geotectonics* 35 (6), 449–470.

Morozov Y.A., 2002. Structure-formation function of transpression and transtension. *Geotectonics* 36 (6), 431–450.

Morozov Y.A., Geptner T.M., 1997. Comparison of natural and experimentally reconstructed structural ensembles formed under transpression and transtension. In: V.N. Sholpo (Ed.), Problems of the evolution of tectonosphere. UIEP, Moscow, p. 219–258 (in Russian) [*Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы / Ред. В.Н. Шолпо. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258].

Morozov Y.A., Leonov M.G., Alekseev D.V., 2014. Pull-apart formation mechanism of Cenozoic basins in the Tien Shan and their transpressional evolution: Structural and experimental evidence. *Geotectonics* 48 (1), 24–53. https://doi.org/10.1134/S0016852114010051.

Morozov Y.A., Talitskii V.G., 2006. The Kyrgyz-Ata Synform in the South Tien Shan: Structural and kinematic aspects of its evolution. *Geotectonics* 40 (1), 37–52. https://doi.org/10.1134/S0016852106010043.

Nikolaevskii V.N., 1971. Governing equations of plastic deformation of a granular medium. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* 35 (6), 1017–1029. https://doi.org/10.1016/0021-8928(71)90106-7.

Porras J.S., Ferro C.E., Castillo C.E., Machado V.I., Ochoa L.A., Chirinos N.E., Perez F., 2007. Fractured basement: new exploratory target in La Concepción Field, Western Venezuela. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Search and Discovery Article #10140.

Przhiyalgovskii E.S., Leonov M.G., Lavrushina E.V., 2011. Granite protrusions in zones of intraplate activization of South Mongolia. *Doklady Earth Sciences* 440 (2), 1359–1362. https://doi.org/10.1134/S1028334X11100059.

Przhiyalgovsky E.S., Lavrushina E.V., Leonov M.G., 2016. Deformations of the Cenozoic cover and the roof of the Paleozoic basement in the southern side of the Chuya basin (Northern Tien Shan). In: Tectonics, geodynamics and oreogenesis of fold belts and platforms. Materials of the XLVIII Tectonic Meeting. GEOS, Moscow, Vol. 2, p. 87–92 (in Russian) [*Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г.* Деформации кайнозойского чехла и кровли па-

леозойского фундамента в южном борту Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 2. С. 87–92].

Przhiyalgovsky E.S., Leonov M.G., Lavrushina E.V., 2014. Granitic protrusions in the structure of intraplate reactivation, southern Mongolia. *Geotectonics* 48 (3), 207–231. https://doi.org/10.1134/S0016852114030054.

Ramsay J.G., Huber M., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. Academic Press, London, 391 p.

Rastsvetaev L.M., 1973. Some features of the Late Alpine structure of the orogenic areas in the southern regions of the USSR and the tectonic stresses of modern times. In: K.K. Markov, N.I. Nikolaev (Eds.), Modern tectonics, recent deposits and man. Issue 5. MSU Publishing House, Moscow, p. 57–107 (in Russian) [*Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5 / Ред. К.К. Марков, Н.И. Николаев. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57–107].

Rastsvetaev L.M., 1977. Mountainous Crimea and Northern Black Sea coast. In: A.I. Suvorov (Ed.), Faults and horizontal movements of mountain structures of the USSR. Nauka, Moscow, p. 95–113 (in Russian) [*Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР / Ред. А.И. Суворов. М.: Наука, 1977. С. 95–113].

Rastsvetaev L.M., 2002. On some topical problems of structural geology and tectonophysics. In: V.N. Strakhov, Yu.G. Leonov (Eds.), Tectonophysics today. UIEP RAS, Moscow, p. 333–373 (in Russian) [*Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня / Ред. В.Н. Страхов, Ю.Г. Леонов. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373].

Sanderson D.J., Marchini W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology* 6 (5), 449–458. https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90058-0.

Shvanov V.N., 1983. Lithophatic Correlations of Terrigenous and Metamorphic Strata of the Southern Tien Shan. Leningrad State University, Leningrad, 215 p. (in Russian) [*Шванов В.Н.* Литофациальные корреляции терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 215 с.].

Somin M.L., 2000. Structures of arcade type in fold belts. In: General problems of tectonics. Tectonics of Russia. GEOS, Moscow, p. 254–356 (in Russian) [*Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 254–356].

Stefanov Y.P., 2002. Localization of deformation and destruction in geomaterials. Numerical simulation. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (5), 107–118 (in Russian) [*Стефанов Ю.П.* Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // *Физическая мезомеханика*. 2002. Т. 5. № 5. С. 107–118].

Stefanov Y.P., 2005. Some features of numerical simulation of the behavior of elastic-brittle-plastic materials. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 8 (3), 129–142 (in Russian) [*Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // *Физическая мезомеханика*. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142].

Stefanov Y.P., 2008. Numerical modeling of deformation and failure of sandstone specimens. *Journal of Mining Science* 44 (1), 64–72. https://doi.org/10.1007/s10913-008-0006-1.

Stefanov Y.P., Bakeev R.A., 2014a. Deformation and fracture structures in strike-slip faulting. *Engineering Fracture Mechanics* 129, 102–111. https://doi.org/10.1016/j.engfracmech.2014.05.019.

Stefanov Y.P., Bakeev R.A., 2014b. Effect of the rock properties on the strike-slip fault structure. *AIP Conference Proceedings* 1623, 615–618. https://doi.org/10.1063/1.4899020.

Stefanov Y.P., Bakeev R.A., 2015. Formation of flower structures in a geological layer at a strike-slip displacement in the basement. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51 (4), 535–547. https://doi.org/10.1134/S1069351315040114.

Stefanov Y.P., Bakeev R.A., Rebetsky Y.L., Kontorovich V.A., 2014. Structure and formation stages of a fault zone in a geomedium layer in strike-slip displacement of the basement. *Physical Mesomechanics* 17 (3), 204–215. https://doi.org/10.1134/S1029959914030059.

Stefanov Y.P., Bakeev R.A., Smolin I.Y., 2009. Patterns of deformation localization in horizontal layers of a medium at shear displacement of the base. *Fizicheskaya Mezomekhanika* (*Physical Mesomechanics*) 12 (1), 83–88 (in Russian) [*Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Смолин И.Ю.* О закономерностях деформирования горизонтальных сечений среды при разрывном смещении основания // *Физическая мезомеханика*. 2009. Т. 12. № 1. С. 83–88].

Sylvester A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100 (11), 1666–1703. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2.

Timurziev A.I., 2006. Mechanisms and structures of hidden explosive discharge of deep fluids in the basement and the upper crust. In: Hydrocarbon potential of the foundation of young and ancient platforms: oil and gas potential of the foundation and the assessment of its role in the formation and reorganization of petroleum fields. Materials of the International Scientific Conference. KSU Publishing House, Kazan, p. 262–268 (in Russian) [*Тимурзиев А.И.* Механизмы и структуры скрытой эксплозивной разгрузки глубинных флюидов в фундаменте и верхней части земной коры // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ: перспективы нефтегазоносности фундамента и оценка его роли в формировании и переформировании нефтяных и газовых месторождений: Материалы международной научной конференции. Казань: Изд-во КГУ, 2006. С. 262–268].

Timurziev A.I., 2009. Modern Shear Tectonics of Sedimentary Basins: Tectonophysical and Fluid Dynamics Aspects (in Connection with Oil and Gas Content). Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow State University, Moscow, 40 p. (in Russian) [*Тимурзиев А.И*. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью): Автореф. дис. … докт. геол-мин. наук. М.: МГУ, 2009. 40 с.].

Timurziev A.I., 2010. Development of Sylvester's "Flower Models" concept using new kinematical model of tectonic faults. *Geofizika* (*Geophysics*) (2), 24–33 (in Russian) [*Тимурзиев А.И.* Развитие представлений о строении «цветковых моделей» Силвестера на основе новой кинематической модели сдвигов // *Геофизика*. 2010. № 2. С. 24–33].

Timurziev A.I., 2014. Deep 'foundation oil' of West Siberia – the actual status and development alternatives. *Deep Oil* 2 (12), 1951–1972 (in Russian) [*Тимурзиев А.И.* Глубинная «фундаментная нефть» Западной Сибири – реальное состояние и альтернативы развития // *Глубинная нефть*. 2014. Т. 2. № 12. С. 1951–1972].

Tomurtogoo O., 2005. Tectonics and evolution of Mongolia. In: R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirvin (Eds.), Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits. CERCAMS, London, p. 5–10.

Woodcock N., Fischer V., 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology* 8 (7), 725–735. https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90021-0.

Yarmolyuk V.V., 2010. Late Paleozoic rifting and problems of batholith formation in Central Asia. In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 8. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 158–159 (in Russian) [*Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 158–159].

Zaitsev N.S., Zonenshayn L.P., Markova N.G. et al., 1974. Tectonics of Mongolia. In: M.V. Muratov (Ed.), Tectonics of the Ural-Mongolian fold belt. Nauka, Moscow, p. 125–138 (in Russian) [*Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г. и др.* Тектоника Монголии // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса / Ред. М.В. Муратов. М.: Наука, 1974. С. 125–138].

Михаил Георгиевич Леонов, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт РАН
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

✉ e-mail: mgleonov@yandex.ru
ORCID ID https://orcid.org/0000-0001-5311-0877

Mikhail G. Leonov, Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory
Geological Institute of RAS
7 Pyzhevsky Lane 7, Moscow 119017, Russia

Юрий Алексеевич Морозов, докт. геол.-мин. наук, член-корреспондент РАН, зав. лабораторией
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия

e-mail: moro49@mail.ru

Yuri A. Morozov, Doctor of Geology and Mineralogy, Corresponding Member of RAS, Head of Laboratory
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123242, GSP-5, Russia

Юрий Павлович Стефанов, докт. физ.-мат. наук
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия

e-mail: yu_st@mail.ru
ORCID ID https://orcid.org/0000-0003-2004-955X

Yuri P. Stefanov, Doctor of Physics and Mathematics
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS
3 Academician Koptug ave., Novosibirsk 630090, Russia

Рустам Альфредович Бакеев, канд. физ.-мат. наук
Институт физики прочности и материаловедения СО РАН
634055, Томск, Академический проспект, 2/4, Россия

e-mail: bakeev@ispms.ru
ORCID ID http://orcid.org/0000-0001-5367-9211

Rustam A. Bakeev, Candidate of Physics and Mathematics
Institute of Strength Physics and Materials Science, Siberian Branch of RAS
2/4 Akademicheskii ave., Tomsk 634055, Russia