

УДК 551.24:553.98(470.6)

DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

О глубинных разломах на Северном Кавказе

В. Л. Омельченко

Общество с ограниченной ответственностью “Севкавгеология”, 357600, г. Ессентуки,
Ставропольский край, ул. Попова, 49, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com

Поступила в редакцию 19.07.2018 г., принята к печати 11.01.2019 г.

Объект исследований. В статье рассматриваются зоны тектонических нарушений, которые по совокупности признаков могут быть отнесены в нашем регионе к категории глубинных. Это прежде всего Древняя осевая разломная зона, описанная еще Г.Д. Ажгиреем и определенная нами как герцинская структура (с присутствием допалеозоя), Индосинийская осевая разломная зона, а также Главный Кавказский разлом. *Материалы и методы.* Древняя осевая разломная зона в работе рассматривается как шовная, возникшая в результате герцинской (варисской) складчатости при взаимодействии Закавказской и Восточно-Европейской тектонических плит (ВЕТП). Индосинийская осевая зона возникла на стыке, с одной стороны, только что сформировавшегося жесткого кристаллического массива герцинской коры на месте Древней зоны (зона Главного хребта), а с другой – той же ВЕТП (с участием герцинских покровов и неоавтохтона). *Результаты.* Поверхностным выражением Индосинийской осевой зоны стала тектоно-формационная зона Передового хребта. Она продолжала быть активной и позже, во время киммерийских и альпийских тектонических событий. При этом могло происходить образование новых гранитных магматических расплавов. Движущим механизмом предполагаются встречные нисходящие подкорковые конвекционные потоки. В отношении Главного Кавказского разлома (надвига) существуют противоречивые мнения. Ясно лишь, что глубинным и магомгенерирующим он определенно был в предкалоловейское время и его возникновение может рассматриваться как следствие внутриплитной субдукции, продолжающейся и в наше время. *Выводы.* Наличие в разломных зонах тел гипербазитов не служит на Кавказе признаком их глубинности. В современной структуре микститовая зона, залегающая под флишем Южного склона Большого Кавказа и надвинутая на Закавказский массив, является также, по существу, крупным современным коллизийным швом, находящимся в развитии. Рассмотрены также и некоторые другие разрывные нарушения региона, которые предположительно могут быть глубинными.

Ключевые слова: Северный Кавказ, глубинные разломы, осевые разломные (шовные) зоны, герцинская тектоника, индосинийская тектоника, рубцовая зона, сутура, конвекция

On the deep seated faults in the Northern Caucasus

Vladislav L. Omelchenko

The company “Sevkavgeologija” Limited, 49 Popova st., Essentuki, Stavropol region,
357600 Russia, e-mail: vlomelchenko.geo@gmail.com

Received 19.07.2018, accepted 11.01.2019

Research subject. The paper describes large tectonic zones in the North Caucasus, which can be classified as deep faults according to a number of features. Among these formations are the Ancient axial fault zone earlier described by G.D. Azhgirei, which we attributed to Hercynian structures (with the presence of pre-Paleozoic); the Indosinian axial fault zone and the Main Caucasian fault (overthrust). *Materials and methods.* The Ancient axial fault zone is considered as a suture zone, which arose as a result of Variscan (Hercynian) folding during the interaction of the Transcaucasian and East European tectonic plates (EETP). The Indosinian axial fault zone contains fragments of Variscan nappes and neoautochthonous deposits of the same age. *Results.* The surface manifestation of the Indosinian axial fault zone was a tectonic-formational zone of the Front Range, which is located at the junction, on one side, with the newly formed hard crystalline massif crust at the site of the Ancient zone (Main Range), and, on the other side, with EETP. This zone continued to be active later, during the Cimmerian and Alpine tectonic events. At the same time, the formation of new granite magmatic melts could occur. The driving mechanism is assumed to have been opposite undercrust convection flows. Although there are conflicting views on the Main Caucasian fault, it seems clear that this was a deep-seated and magma-producing zone at the pre-Callovian time. This fault is likely to have been formed as a consequence of the intraplate subduction, which is continuing at present. *Conclusions.* The presence of hyperbasite bodies in the fault zones under consideration is not a sign of their depth in the Caucasus.

Для цитирования: Омельченко В.Л. (2020) О глубинных разломах на Северном Кавказе. *Литосфера*, 20(1), 130-142. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

For citation: Omelchenko V.L. (2020) On the deep seated faults in the Northern Caucasus. *Litosfera*, 20(1), 130-142. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-1-130-142

In the present structure, the mixtite zone lying under the flysch of the southern slope of the Greater Caucasus and overlapping the Transcaucasian massif can be considered as a large collision line currently under development. Some other faults present in the region, which are supposed to be deep, have also been considered.

Keywords: North Caucasus, deep faults, axial fault zone, sutures, Hercynian (Variscan) tectonics, Indosinian tectonics, convection

ВВЕДЕНИЕ

Описываемый фрагмент Большого Кавказа, несмотря на сложный рельеф, является довольно хорошо изученной его частью. Это связано с проведением многолетних детальных геологических поисково-съёмочных работ на различные виды полезных ископаемых. Результатом этого было установление его аккреционно-коллизийного покровно-складчатого строения, формировавшегося в процессе нескольких тектоно-магматических циклов (Баранов, Греков, 1980; Омельченко, 2011; и др.). Значительную роль в структуре этой сложно построенной области играли дизъюнктивные нарушения. Часть их в разное время и различными исследователями считалась глубинными. В настоящей работе предпринята попытка выделить из них те, которые могут быть таковыми с учетом сегодняшних знаний о тектонике Большого Кавказа.

При выделении глубинных разломов (ГР) на описываемой площади мы пользовались теми определениями, которые были сформулированы классиками отечественной геологии – А.В. Пейве, Н.С. Шатским, В.Е. Хаиным и др. Они были отражены в многочисленных публикациях, включая геологические словари и справочники разных лет. В последнем “Геологическом словаре” (2010) глубинный разлом определяется как “дизъюнктивная структура глубокого заложения, проникающая в нижние горизонты земной коры, а иногда и в верхнюю мантию, и разделяющая дифференциально двигающиеся сегменты земной коры. ... Традиционное понятие ГР включает три важнейших признака: большую протяженность (десятки-сотни километров) и значительную длительность геологического развития; понятие ГР больше соответствует понятию сатура, как границе сочленения геоблоков”. Это определение и может быть принято за базовое с учетом некоторых положений, отраженных в других работах.

В “Геологическом словаре” (1973) указывалось, что “в развитии ГР особо важную роль играет магматизм. Наиболее характерны пояса основных и ультраосновных пород и развитых по ним серпентинитов. К ГР часто приурочиваются интрузии гранитоидов и вулканические излияния”, для них обычны зоны повышенного метаморфизма и гидротермального изменения пород. В справочнике (Термины и понятия..., 1991) указано, что ГР – “это разлом глубинных оболочек Земли, который часто контролирует распределение блоков с различными

фациями и мощностями”; он “служит основным путем внедрения магмы и рудоподводящим каналом”. В.Е. Хаиным и А.Е. Михайловым (1985) как тип выделяется “литосферный ГР”, который нарушает строение всей литосферы и затухает в астеносфере; он “связан с современным или палеовулканизмом, ... для него характерно наличие тел гипербазитов”.

Необходимо сказать еще об одном свойстве ГР, отмеченном в старом “Геологическом словаре” (1955): глубинными считаются разломы, прослеживающиеся на многие сотни километров и “длительно развивающиеся по одним и тем же швам, независимо от процесса складчатости”.

В западной геологической литературе термин “глубинный разлом” практически не используется. В “Международном тектоническом словаре” (1982) это понятие вообще отсутствует. Близким по смыслу термином представляется “линеамент”, который среди прочих определений означает “линии границ распространения геологических формаций, петрографических типов пород”. В работе Г. Рида и Дж. Уотсона (1981) описываются “магматические линеаменты”. В других монографиях зарубежных ученых (Обуэн, 1967; Гогель, 1969; Рутген, 1972; и др.) понятие “глубинный разлом” также не употребляется, а применяются такие термины, как “корневая зона, зона корней покровов”, “рубец”, “рубцовая зона”. Ж. Гогелем “под корнями покрова понимается область несмещенного залегания пород, соответствующих породам покрова”. Кроме того, альпийские геологи пользуются такими понятиями, как зоны “всасывания” (“*verschluckung*”) или “рубцы”, применяемыми ими для обозначения осей складчатых и шарьяжных построек. Таким образом, рассматриваемый термин (ГР) используется, видимо, только (или преимущественно?) в отечественных геологических работах. Ближе всего в западноевропейской терминологии к понятию глубинный разлом складчатых областей стоят термины “рубцовая зона” или “зона всасывания”, “сатура”, “магматический линеамент”.

Можно также добавить, что ГР, как правило, сопровождаются *повышенным тепловым потоком и сейсмичностью*. Массивы гипербазитов, часто сопровождающие их, далеко не всегда напрямую связаны с мантией и нередко находятся на значительном удалении от ГР (краевые офиолитовые аллохтоны, их клиппы), крупные протрузии выжаты из тектонически перекрытых покровных офиолитов.

РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОБЛЕМУ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Северный Кавказ, в силу отличной обнаженности его горной и предгорной частей, всегда был удобен для сбора данных, используемых при различных геотектонических построениях. Изменения взглядов на его структуру и геологическую историю происходили по мере увеличения объема фактического материала и появления новых идей по геодинамике этой части Средиземноморско-Альпийского складчатого пояса.

Как показано на рис. 1, в настоящее время в рамках доюрского ядра Большого Кавказа выделяются три продольно вытянутых тектоно-формационных зоны. Центральное положение в нем занимает зона Передового хребта (средний и верхний палеозой, триас). Южнее, в высокогорной части Кавказа, к ней примыкает зона Главного хребта (допалеозойские и палеозойские кристаллические породы), севернее располагается Карачаево-Черкесская зона (преобладание древних кристаллических пород).

Согласно представлениям 50-х–середины 70-х гг. XX в., вышеприведенная зональность была унаследована с докембрия. В герцинское время, как было принято считать, на месте Кавказа существовал ряд продольных прогибов: Северокавказский прогиб *эвгеосинклинального* типа (современная зона Передового хребта) и Закавказский геосинклинальный прогиб (южнее Главного хребта), а также геоантиклинальных поднятий (Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий, геоантиклиналь Главного хребта). Северо-Кавказский прогиб считался конседиментационным и получил, как и смежные поднятия, название структурно-фациальной или структурно-формационной зоны. С учетом деталей геологического строения эти структуры были разделены на подзоны (Д.С. Кизевальтер, С.М. Кропачев, И.В. Круть, Е.А. Снежко, М.Л. Сомин, Ю.Я. Потапенко и др.). Разграничение этих зон и подзон происходило по достаточно крупным разрывным нарушениям, часть их имела долговременными глубинными разломами.

При определении глубинности принимались во внимание их граничное положение между блоками с различными фациями и мощностями, а также их связь с протяженными *телами гипербазитов*. Таким был определен *Архызский* разлом, разделяющий подзоны зоны Передового хребта (ЗПХ). Вдоль него, как тогда считалось, “в раннекаменноугольное время сформировался Архызский вулканоплутонический комплекс” с крупными телами гипербазитов (Баранов, 1968). Позже этот комплекс был выделен как офиолитовая ассоциация, не имеющая здесь непосредственного отношения к известным крутопадающим разломам (Белов, Омельченко, 1976).

Присутствие в таких и в более крупных разломах тел гипербазитов, как было установлено нами для древнего ядра позже, также *не является признаком глубинности*. Во всех известных случаях они относятся к гипербазитам офиолитовых аллохтонов (Марухский, Малкинский и др.) или к их фрагментам, вторично пододвинутым под породы Кизилкольского и Лабино-Зараусского покровов (Омельченко, 2007, 2011; Омельченко и др., 2017а). В последнем случае материал серпентинитов местами был позже протрузивно выжат вверх по крутопадающим трещинам.

Следовательно, из категории глубинных на нашей площади следует исключить такие разломы, как гипотетический Архызский, а также Уруштенно-Маркопиджский, Чучкурский и им подобные, отмеченные крупными телами серпентинитов или лиственитов. Таким образом, остаются только те из крупных разрывных нарушений, которые имеют признаки магмогенерирующих и магмовыводящих. О таких разломах, как Тырныауз-Пшекишский (Тырныаузский) и Северный, надо говорить отдельно.

Ниже рассмотрим те из них, которые можно отнести к разряду глубинных.

О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ НА ПЛОЩАДИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Далее приводится краткая характеристика тех из крупных разломных зон, которые по совокупности признаков могут быть отнесены на нашей территории к разряду глубинных.

Древняя осевая разломная зона

В последней монографии по геологии Большого Кавказа изложены представления Г.Д. Ажгирея (Ажгирей и др., 1976) о глубинных разломах, среди которых он определяет два типа. Одни из них (рифтовые разломы, разломы типа Мендосино) не обладают “парагенетической связью с пологими разломными срывами шарьяжного типа”. Между тем, им выделялись разрывные нарушения, называвшиеся геосинклинальными глубинными, парагенетически связанными с “пологими тектоническими срывами шарьяжного типа” и соответствующими представлениям альпийских геологов о “рубцовых зонах разломов”. Возникающие при этом тектонические покровы часто содержат породы офиолитовых и островодужных комплексов. Формирование их вызвано подкоровыми конвекционными течениями, которые и обеспечивают “всасывание” (“*vershluckung*”), выражающееся в симметричном двустороннем пододвигании пород разных крыльев к оси этой зоны, также сопровождающимся симметричным скалыванием. Добавим, что при этом происходит двустороннее “*выплески-*

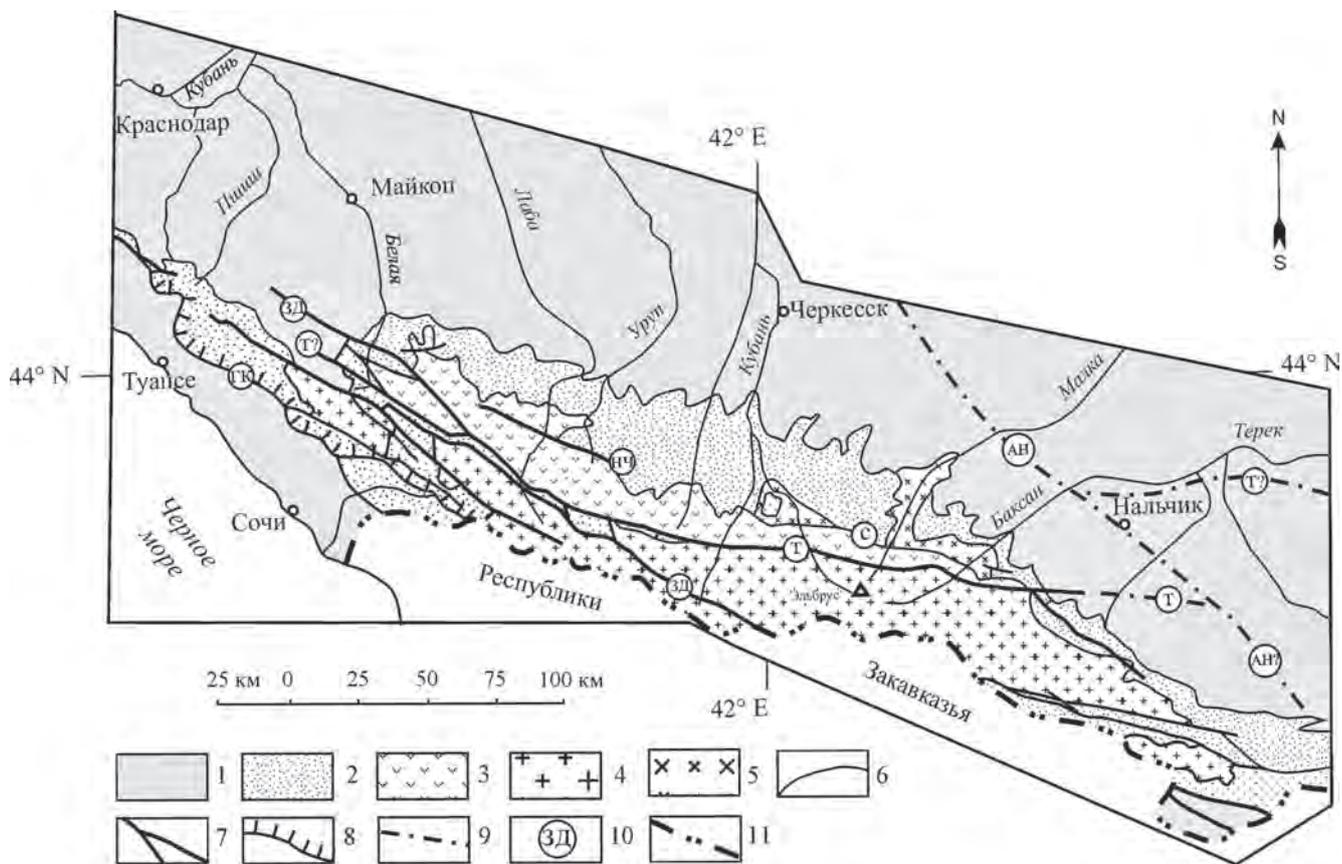


Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Большого Кавказа (территория России).

1 – нижнемеловые-кайнозойские отложения; 2 – лейас-титонские образования; 3 – зона Передового хребта: герцинские покровные среднепалеозойские (в том числе и офиолитовые) комплексы и неоавтохтонные верхнепалеозойские отложения, индосинийские, преимущественно триасовые, осадки; 4 – зона Главного хребта: герцинские (и, возможно, более древние) кристаллические образования; 5 – Карачаево-Черкесская зона: допалеозойские кристаллические образования, гипербазиты); 6 – стратиграфические контакты; 7 – крупные крутопадающие разломы; 8 – надвиги; 9 – крупные региональные разломы под чехлом мезокайнозоя; 10 – наиболее значительные разломы (буквы в кружках): ГК – Главный Кавказский, С – Северный, НЧ – Никитинско-Черёмуховский, Т – Тырныузский, ЗД – Закан-Домбайский, АН – Армавир-Невинномысск-Нальчикский; 11 – граница РФ.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Central part of the Greater Caucasus (Russia).

1 – Lower Cretaceous-Cenozoic deposits; 2 – Lyas-Tithonien formations; 3 – Front Range zone: Middle Paleozoic Hercynian nappe complexes (including ophiolite) and neoautochthone upper Paleozoic deposits, Indosinian, mainly Triassic, sediments; 4 – the area of the Main range zone: the Hercynian (and potentially more ancient) crystalline formations; 5 – Karachay-Circassian zone: pre-Paleozoic crystalline formations, hyperbasites; 6 – stratigraphic contacts; 7 – large steep faults; 8 – overthrusts; 9 – large regional faults under the cover of the Meso-Cenozoic; 10 – the most significant faults (letters in circles): GK – Main Caucasus overthrust, S – Northern (Severnyi), NC – Nikitin-Cheremuhov, T – Tyrnyauz, ZD – Zakan-Dombai, AN – Armavir-Nevinnomysk-Nalchik; 11 – Russian border.

вание” тектонических покровов на смежные части плит (образование шарьяжей). Так, Г.Д. Ажгиреев на Кавказе была выделена глубинная долгоживущая разломная зона, которая считалась им тектонической осью складчатых и шарьяжных построек и названная им “осевой”. Он помещал ее в район высокогорной части Главного хребта, считая ее древнейшей и “главной разломной зоной Большого Кавказа”, относящейся к нижнему протерозою и продолжающей оставаться унаследованно-активной и в варисское время. Варисской она показана в этой

книге на профиле через Кавказ по Тебердинскому пересечению, где к северу от нее выделена другая, Тырныуз-Пшекишская, разломная зона, совпадающая здесь территориально с зоной Передового хребта (ЗПХ).

Эта точка зрения основана на модели О. Амперфера, Э. Крауса и В. Хаммера. Она предполагает существование “подкорковых потоков, которые сходятся и опускаются..., затягивая с собой вышележащие блоки коры и вызывая сжатие” (цитируется по А. Мияширо, К. Аки, А. Шенгеру (1985)).

Происходящее при этом “поглощение структурных элементов коры под развивающимися орогенами было вызвано уже упомянутым “засасыванием”. При этом осевая зона становилась шовной структурой, которую в целом, с ограничивающими ее разрывами, и можно рассматривать на тот момент как *глубинный разлом*.

В этой же книге Г.Д. Ажгирей также обосновывал глубинный характер так называемой *Хасаутской разломной зоны (ХРЗ)*, с которой, по его мнению, “в нижнем палеозое были связаны интрузии ультраосновной безглиноземистой магмы”. Он протягивал ее от Б. Лабы далее на восток на 160–175 км, вплоть до Терского антиклинория, где она, как предполагалось, формировала его корни. В другом разделе монографии, однако, приводится и иная точка зрения, высказываемая Г.И. Барановым. Он, как и другие северокавказские геологи, считал гипербазитовые массивы типа Малкинского из ХРЗ бескорневыми покровными образованиями, типа огромных клиппов, залегающих в синформных структурах. В этом случае никакой связи их с Терским антиклинорием быть не может. С этим мнением согласен и автор данной статьи.

Как видно, наиболее приемлемым является признание Древней осевой зоны гранитизации как *гер-*

цинской структуры, с присутствием в ее краевых частях варисских покровов (краевые аллохтоны) и доварисских образований. Эти покровы были выделены северокавказскими геологами несколько ранее; установлено, что они сформировали мощную аккреционную колонну зоны Передового хребта (Греков, Кропачев и др., 1974; Баранов, Греков, 1980; и др.). Их огромные фрагменты максимально представлены в ЗПХ и слагают большую часть ее объема (рис. 2, 3). К доварисским, по радиологическим данным, отнесены гранодиориты Балканского массива (Камзолкин и др., 2018). Сюда же, вероятно, можно включить часть кристаллических образований зоны Главного хребта и Карачаево-Черкесской зоны (КЧЗ).

С учетом палинспастических построений, проводившихся северокавказскими геологами несколько позже (Г.И. Баранов, А.А. Белов, Е.В. Хайн и др.), можно сделать вывод о том, что в начале герцинского времени (девон–нижний турне) Древней осевой зоны просто еще не существовало, а на ее месте располагался бассейн Палеотетиса с различными геодинамическими обстановками. К нему с противоположных сторон примыкали древнейшие кристаллические породы Восточно-Евро-



Рис. 2. Гипербазиты Марухского варисского офиолитового покрова (протерозой или нижний палеозой), надвинутые на верхнедевонские известняки. Фото автора.

Fig. 2. The Marukh ultrabasic rocks of ophiolite Variscan nappe (Proterozoic or Lower Paleozoic), which are thrust over the upper Devonian limestones. Authors photo.



Рис. 3. Древние кристаллические сланцы Ацгаринского варисского покрова, залегающие на девонских известняках. Между двумя комплексами присутствуют тектонические линзы гипербазитов Марухского покрова. Фото автора.

Fig. 3. Ancient crystalline schists of the Atsgara Variscan nappe, lying on the Devonian limestones. Between two complexes there are tectonic lenses of Maruch nappe hyperbasites. Authors photo.

пейской и Закавказской плит. Их образования позже тоже участвовали в построении Древней (герцинской) осевой зоны. Процесс формирования последней затрагивал на герцинском этапе кору океанического бассейна и островных дуг. Он сопровождался смятием ее в складки, а также выжиманием (“выплескиванием”) мантийного вещества офиолитовых покровов на кристаллические массивы сходящихся сиалических геоблоков Восточно-Европейской и Закавказской плит и вместе с тем на породы других герцинских покровов.

В кристаллическом основании Закавказской плиты к фрагментам “выплесков” океанической коры, по-видимому, можно отнести гипербазиты из тектонических клиньев среди гранитов, диорито-гнейсов, кристаллических сланцев Дзирульского массива на р. Лопанистскали в Грузии (Adamia et al., 1982). Возможно, сюда следует включить будинированные линзовидные тела серпентинитов и вмещающие их амфиболиты Клычской пластины бульгенской серии ЗГХ, которые, по представлениям И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа (2005), являются метаофиолитами; осадочные протолиты этой серии, по данным М.Л. Сомина (2007), имеют сред-

непалеозойский возраст. Наши наблюдения (в том числе и изучение шлифов) показывают, что исходными породами среди амфиболитов в клычской пластине могли быть также породы типа габбро.

В середине и конце герцинского цикла, по мере сближения сиалических блоков и симметричного погружения их вещества до глубины выплавления гранитной эвтектики, ближе к Восточно-Европейской плите формировались коллизионные коровые гранит-мигматит-гнейсовые комплексы (включая граниты Главного хребта), а ближе к фундаменту Закавказской плиты – позднегерцинские калиевые граниты. Не исключено, что здесь к герцинским относятся считающиеся более древними (позднебайкальскими) габбро-диорит-кварц-диоритовая серия, а также плагиогнейсово-плагиомигматитовый комплекс (Адамия, 1968; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). Сходные кварцево-диоритовые мигматиты наблюдались нами в основании Чиликского массива герцинских кварцевых диоритов (Ацгаринский покров, ЗПХ). Не вполне ясно, связан ли с описанной осевой зоной огромный массив варисских гранитов малкинского комплекса из КЧЗ (“красные” или “Северные” граниты).

На основании сказанного можно сделать следующий вывод: в рассматриваемой Древней осевой зоне после формирования в ней герцинского гранито-мигматитового ядра погружение ее корневой части достигло своего предела; произошло превращение герцинской Осевой зоны в жесткий ороген, однако напряжения, связанные с конвекционными процессами, как и развитие ее, продолжались.

Таким образом, Древняя осевая разломная зона, признаки существования которой сейчас наблюдаются в герцинских структурах Главного и Передового хребтов, может быть отнесена к категории *глубинных, шовных межглыбовых*. Вначале она вскрывала тонкую океаническую кору (и кору переходного типа), затрагивая верхнюю мантию, затем, по мере сближения Северо-Кавказской и Закавказской глыб, она становилась магмогенерирующей и магмовыводящей.

Индосинийская осевая разломная зона

После формирования герцинского покровно-складчатого сооружения и запечатывающей его верхнепалеозойской молассы происходили дальнейшие деформации складчатой области Большого Кавказа, в результате чего Древняя зона представлена в наше время крупными фрагментами ее литоформационных комплексов. Механизм движения вещества, связанный с конвекционными нисходящими потоками продолжал работать и во время индосинийского тектоно-магматического цикла (триас–нижний плинсбах). В складчатость, расчленение и двустороннее пододвигание были вовлечены породы покровов ЗПХ вместе с позднегерцинскими молассами (Белов, Омельченко, 1986; Омельченко, 2007; и др.). При этом формировалась новая шовная зона с “выплесками” как в сторону ЗГХ (новые Дамхурцевский и Лаштракский тектонические покровы с гипербазитами между ними, аманчатская свита), так и в сторону КЧЗ (Лахранский покров).

Эта зона, по мнению Г.Д. Аджирея и других геологов (Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин и др.), располагалась севернее описанной выше, хотя и представлялась иначе. Она именовалась *Тырны-ауз-Пшекишской (ТП)*, зародившейся также в рифее, и выделялась “как зона продольных депрессий”. Глубинный характер ее, как тогда считалось, был связан с системой разломов, давших начало магмато-осадочным образованиям балканской свиты (Блыбское поднятие), а позже вызвавшей *обильные извержения девонских вулканитов*. В дальнейшем она преобразовалась в “*большой грабен-синклиорий*”, где формировалась стратифицированная колонна комплексов пород, ныне считающихся герцинскими аллохтонными (см. рис. 2, 3). Доказательства несостоятельности идеи о “грабен-синклиорийной” струк-

туре среднепалеозойских толщ ЗПХ дана нами ранее (Омельченко, 2011; Омельченко и др., 2017а, б). В этих работах подчеркивался общеизвестный факт *полного отсутствия* в ней обломков кристаллических пород из соседних блоков, ее ограничивающих; приводились и другие доказательства. ТП зона в монографии Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1963) определялась как “поверхностное выражение единого крупнейшего глубинного разлома или тектонического шва”. Этим швом *считалась вся зона Передового хребта (ЗПХ)*, но только в ее восточной, суженной части, также изобилующий *инъекционными телами гипербазитов*. Западная, широкая часть ЗПХ (к западу от Теберды) рассматривалась как ряд выступов складчатого основания среднего палеозоя альпийской Лабино-Малкинской зоны (т.е. пород “герцинской геосинклинали”). Интересно, что само понятие “зона Передового хребта” в этой монографии отсутствует.

По нашим представлениям, *новая осевая зона* в послегерцинское время была смещена к северу от жесткого каркаса Древней зоны, туда, где уже располагались краевые герцинские аллохтоны из упоминавшейся аккреционной колонны. Сюда, по-видимому, сместилась и зона всасывания, местами дивергентная, местами с преобладающей северной вергентностью (из-за присутствия жесткого герцинского блока Главного хребта южнее). Ось ее примерно совпадает с осью симметрии тектоно-формационной ЗПХ, обособившейся в это время как структурное подразделение древнего ядра вместе с ограничивающими ее разломами. В настоящее время откартировано достаточно много пологих и крутопадающих разрывных нарушений по обеим сторонам новой осевой зоны, считающихся послепалеозойскими (индосинийскими). Поэтому зону Передового хребта, к окончанию этих тектонических событий (перед карикской угольной молассой), нужно рассматривать как *шовную осевую структуру* между кристаллическими массивами зон Карачаево-Черкесской и Главного хребта, в совокупности складчатых и разрывных тектонических нарушений, ограничивающих ее с юга и севера, а также корневой клинообразной части, где сходятся граничные нарушения и разломы осевой части ЗПХ.

В разрезе она имеет форму *воронки*, сужающейся книзу (Омельченко и др., 2017а, б). Верхняя, широкая часть “воронки” обнажена в Лабинском междуречье, нижняя, корневая – в районе Тырны-Ауза и восточнее (за счет воздымания по Транскавказскому поперечному поднятию). При этом название “Тырны-ауз-Пшекишская” (Тырны-аузская) разломная зона оставляется за серией нарушений, в большинстве своем служащей северной границей зоны Главного хребта (Лаврищев и др., 2002; Письменный и др., 2004; и др.).

Смежные блоки кристаллических пород, сомкнутые по Индосинийской осевой зоне (ЗГХ и КЧЗ), не сходны по своей литологии. Особенно разительно отличаются палеозойские гранитоиды противоположных блоков, что, по-видимому, связано с самостоятельными центрами гранитизации. Эта осевая разломная зона, литокомплексы которой выделяются преимущественно в пределах ЗПХ, характеризуется и собственным специфическим послегерцинским инъекционным магматизмом. При дальнейшем сближении основания ВЕТП и кристаллических образований только что сформированной Древней осевой разломной зоны была смята и дополнительно расчешуена герцинская аккреционная колонна ЗПХ, зажатая между ними. В корневой части новой шовной зоны формировались эвтектоидные выплавки. Вначале это были гранитоиды чучурского комплекса (конец триаса–начало юры). Движение расплавов вверх происходило по осевым субвертикальным трещи-

нам (левобережье р. Даут) и наклонным, типа поддвигов (р. Чучкур). Индосинийская тектоника затронула и ЗГХ. Здесь самым крупным разрывным нарушением, по-видимому, был Макерский надвиг (поддвиг), образовавшийся после внедрения позднегерцинских гранитов уллукамского комплекса, которые неизвестны ниже плоскости этого нарушения. Современное положение заняли метаморфиты буульгенского комплекса ЗГХ (Баранов, 1991; Баранов и др., 1995).

Такие же двусторонние поддвиговые движения имели место в этой новой (индосинийской) осевой зоне и позже, на пике киммерийского тектогенеза, в предкелловейское время. Тогда ниже-среднеюрские, осадки пододвигались с двух сторон под палеозойские толщи ЗПХ. Имеются в виду подвиги вдоль северного края Архызской котловины (рис. 4), а также так называемый Хорлакельский надвиг (или, скорее, поддвиг) с другой, северной, стороны Передового хребта.



Рис. 4. Северный борт Архызской котловины и южный склон Передового хребта. Фото автора.

Поле со сглаженным рельефом на переднем плане – ниже-среднеюрские осадочные толщи в зоне Главного хребта. Севернее они пододвинуты под палеозой ЗПХ (крутые склоны). Полоса светлых пород – девонские терригенно-карбонатные отложения, ниже них – вулканогенно-осадочные толщи.

Fig. 4. The Northern Board of the Arkhyz depression and the southern slope of the Front range. Authors photo.

The field with a smooth relief in the foreground is the Lower-Middle Jurassic sediments in the Main Range zone. To the North they are moved under the Paleozoic of Front range zone (steep slopes). The band of light rocks – Devonian terrigenous-carbonate deposits, below them-volcanic-sedimentary strata.

Позднее, в альпийскую эпоху, возник и более молодой (плиоцен-эоплейстоценовый) многофазовый тырныаузский гипабиссальный гранитовый комплекс. Это свидетельствует о том, что и в это время в корневой, сильно суженной части описываемой шовной осевой зоны происходили процессы магмообразования. Поэтому ее можно также признать *зоной долгоживущего глубинного корового магмогенерирующего разлома*. К ее системе следует отнести и многочисленные частные нарушения: швы южного ограничения ЗПХ (Тырныаузский разлом в понимании А.А. Белова и В.Л. Омельченко (1986)), нарушения так называемого Северного разлома, разломы осевой части ЗПХ (Никитинско-Черемуховский, Касаевский и др.).

Главный Кавказский разлом (Главный надвиг)

Существование этого разлома обосновано еще В.В. Белоусовым и Б.М. Трошихиным (1937), А.В. Пейве (1945) и др. Было принято считать, что по Главному Кавказскому разлому (ГКР) мезозойские комплексы Закавказской плиты поддвигаются к северу под древние образования Большого Кавказа. Движения по нему, как считается А.Г. Шемпелевым (1978), продолжаются и в настоящее время, чем объясняется воздымание Большого Кавказа в тылу этого надвига. Горизонтальная амплитуда перемещения пород домезозойского этажа Центрального Кавказа, по данным разных геологов, составляет на сегодняшний день от 18–55 до 100 км. Зона Главного разлома выражена многочисленными тектоническими швами и имеет в приповерхностной части падение на северо-восток под углами от 55–75 до 35°. По данным сейсмического профилирования в горной Абхазии (Макаровский, 1982), на глубине зона надвига выполаживается до 0–5°. По нашему мнению, зарождение его могло произойти на пике индосинийского тектогенеза, когда началось ступенчатое поддвигание Закавказской плиты под кристаллический массив Главного хребта (“псевдосубдукция”, по В.Е. Хаину). По представлениям Ю.Г. Леонова (2007), ГКР является взбросом с “огромной амплитудой вертикального смещения, но без большой горизонтальной составляющей”.

Однако, по мнению некоторых геологов, ряд аргументов свидетельствуют, что такого надвига, как активного разрывного нарушения, в настоящее время не существует (Сомин, 2007; Видяпин, Сомин, 2007). По их представлениям, во-первых, горизонтальные смещения в зоне Главного Кавказского разлома в позднеальпийское время не происходили, а в киммерийское – могли иметь лишь ограниченную амплитуду; во-вторых, структурообразование здесь было связано с общим сокращением коры, а не с автономными процессами в чехле. Вне-

двинувшиеся среднеюрские (и частью меловые?) интрузии Санчаро-Кардывачского комплекса приурочены к зоне разлома и “запечатывают” его. Как считают эти геологи, состав и характер структуры нижнеюрских толщ одинаковы по обе стороны разлома.

Между тем, по мнению С.И. Дотдугева (1986), описываемый надвиг “по простиранию перекрывает различные фациальные зоны, что особенно наглядно выражено в пределах центрального сегмента” Большого Кавказа. Г.Д. Аджигиреем с коллегами (1976) указывалось, что западнее г. Местия Главный надвиг перекрывает флишевый трог, заполненный меловыми породами и оформившийся в конце палеогена. Как видно, он может являться долгоживущим. То же показано и на схеме основных структурно-формационных зон Кавказа в работе М.Г. Леонова (2007). Им, кроме того, описан комплекс тектоно-гравитационных микститов верхнего эоцена–нижнего олигоцена в пограничной полосе между флишевым синклинием Южного склона Большого Кавказа и Закавказским массивом (ЗМ) с его мелководными осадками. Указывается, что в современной структуре флиш Южного склона Большого Кавказа надвинут на ЗМ, а микститовая “зона является, по существу, крупным коллизионным швом. Он сформировался в месте сочленения двух разнородных морфотектонических элементов” при наличии тектонического упора на севере – интенсивно воздымающегося кристаллического ядра Главного Кавказского хребта.

Подводя итоги по описанию этого разлома, можно заключить, что он, без всяких сомнений, являлся магмовыводящим (по крайней мере для предкелловейского времени), а следовательно, и глубинным коровым, о чем свидетельствует приуроченность к его зоне протяженных интрузий санчаро-кардывачского (эцерского) габбро-диорит-гранитового комплекса. Тот факт, что не было выявлено приуроченных к нему серпентинитов или каких-либо “экзотических типов пород или разрезов”, свидетельствует не об отсутствии нарушения, а о том, что оно относится к разряду глубинных коровых разломов. К тому же, как было показано на примере ЗПХ, *присутствие гипербазитов в зонах разломов никак не является обязательным признаком глубинности*. Позднее такой же крупный коллизионный шов появился южнее, в Закавказье, где представлен серией молодых (палеоген-неогеновых) поддвигов, возможно являющих собою нарушения ранней стадии развития нового крупного разлома.

Другие разломы

В области активизированной части Скифской платформы, севернее ЗПХ, выделяется раннекиммерийская зона растяжения (раздвиг), прослеживаемая цепочкой вулканоплутонических массивов нижнеюрского базальт-андезит-дацитово-

го комплекса. По представлениям А.Н. Письменного с соавторами (2004), формирование ее связано с заложением и развитием Худесской впадины, сопровождавшимися магматической деятельностью, вызванной локальной деструкцией, тектоно-магматической и минерагенической активизацией зоны раздвига во второй половине плинсбах (маринский комплекс с золоторудной минерализацией), а также в байосе (джалпакский магматический комплекс с бедным редкометальным оруденением). Возникновение этой магмовыводящей глубинной зоны может быть связано с кратковременными усилиями растяжения, возникшими в тылу Индосинийской шовной зоны, в которой продолжал работать двусторонний содвиговый механизм.

Обращает на себя внимание полоса магнитных аномалий, протягивающихся на севере региона также в общекавказском направлении по линии Ейск–Тихорецк–Городовиковск–Южно-Сухокумск (Омельченко, и др., 2017б) и совпадающих с зоной Манычских прогибов на востоке, а с Ростовским погребенным выступом Украинского кристаллического массива – на западе (включая Егорлыкско-Ипатовскую зону). Нетрудно увидеть, эта полоса аномалий субпараллельна другой, аналогичной ей, которая связана с базит-гипербазитовыми покровными комплексами Индосинийской шовной зоны (ЗПХ). Можно также предположить, что и здесь мы имеем дело с аналогичной глубинной структурой. О возрасте ее мы судить не можем, вероятно, она изначально также являлась герцинской со значительным участием допалеозойских кристаллических образований цоколя ВЕП. Могло также иметь место обновление ее при индосинийском тектогенезе, при этом южнее, в тылу, возникали зоны раздвига, сопровождавшиеся поздне триасовым вулканизмом (ногайская серия). Интересно, что эта (“Северная”) шовная зона также сопровождается нефтегазопроявлениями.

Мы располагаем скудными материалами по геологическому строению фундамента Скифской платформы вдоль Армави́ро-Невинномы́сско-Нальчикского разлома. В пояснительной записке к “Геологическому атласу Северного Кавказа” (Андреев и др., 1999) указывается, что крупная магнитная аномалия, трассирующая зону этого нарушения, связана, по данным бурения, с гранодиоритами. Учитывая интенсивность этой аномалии, которая сопоставима с магнитным полем ЗПХ, мы можем предположить, что она обусловлена не только гранитоидами, но, очевидно, и более основными породами. Какая-то часть интрузивных образований, вероятно, использовала этот разлом для внедрения в породы цоколя, что позволяет считать его магмовыводящим и глубинным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно, в пределах северокавказской части древнего ядра Большого Кавказа можно выделить три крупных тектонических структуры, которые определено относятся к разряду глубинных. Две из них являются шовными, т. е. разграничивают крупные литологически разнородные блоки земной коры. В их корневых частях породы, погружающиеся встречными конвективными потоками на глубину, подвергаются интенсивному метаморфизму с возникновением магматических расплавов (гранитовых, гранодиоритовых, кварцево-диоритовых).

Первая из таких зон была выделена Г.Д. Аджигеем как древняя (существующая, по его мнению, с докембрия). На самом деле новые данные показывают, что она сформировалась во время герцинской складчатости на стыке Закавказской и Восточно-Европейской тектонических плит с участием в этом процессе допалеозойских пород последних. Здесь тогда образовались гондарайский мигматит-гнейсовый инфраструктурный, кристаллосланцевый супраструктурный, буульгенский существенно базитовый комплексы и граниты Главного хребта.

Вторая, Индосинийская, шовная зона располагалась севернее. В нашем понимании она включает в себя всю тектоно-формационную зону Передового хребта с разломами ограничения (включая Тырнауз-Пшекишский или просто Тырнаузский) и серией осевых разломов-раздвигов. С ее формированием связаны интенсивные деформации герцинских краевых аллохтонов и генерация магматических очагов, давших начало чучкурскому золотоносному магматическому комплексу. Такие же движения продолжались здесь и позже, в киммерийскую эпоху. Наконец, в альпийскую эпоху аналогичные содвиговые двусторонние движения в описываемой зоне привели к образованию гранитоидных интрузий тырнаузского комплекса в ее корневой части. Эта зона активна и сейчас, о чем свидетельствует высокий конвективный тепловой поток, фиксирующийся на территории большей части зоны Передового хребта, а также на ее восточном и западном продолжениях, перекрытых мезокайнозойем (по данным спутниковых наблюдений (Греков и др., 2005)). Эти продолжения, как и сама зона, четко выделяются интенсивным магнитным полем, совпадающим с контурами нефтегазоносных полей Северного Кавказа. Объяснение этого явления давалось нами ранее (Омельченко и др., 2017б).

Третье нарушение, которое может быть отнесено к разряду глубинных, – это Главный Кавказский разлом. Возникший, по-видимому, еще в индосинийскую эпоху, он проявил себя магмовыводящим в предкелловейское время. Движения по нему фиксировались и позднее, однако он, видимо, был стерильным в отношении магматизма. Основная разгрузка содвиговых напряжений в эоцен-олигоцене-

вое время, как это описано у М.Г. Леонова (2007), происходила южнее, по разломам, отмеченным полосой микститов на южном склоне Кавказа.

На севере, в степной части региона, как нам представляется, существует еще одна долгоживущая (герцинско-индосинийская со значительным участием допалеозоя?) глубинная шовная зона (“Северная”), протягивающаяся вдоль северных границ территорий Краснодарского края и Северокавказского Федерального округа. Она фиксируется полосой магнитометрических аномалий и также сопровождается нефтегазоносными проявлениями (Омельченко и др., 2017б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. (1968) Тбилиси: Мецниереба, 294 с.
- Андреев В.К., Баранов Г.И., Греков И.И. Ермаков В.А., Литовко Г.В., Ослопов Д.С., Прокуронов П.В., Сааков В.Г., Снежко В.А., Шемпелев А.Г., Энна Н.Л. (1999) Геологический атлас Северного Кавказа. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Ессентуки: Областное изд., 130 с.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., Панов Д.И., Седенко С.М. (1976) Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 263 с.
- Баранов Г.И. (1968) Тектоника. Структура фундамента, зона Передового хребта. *Геология СССР, т. IX*. Москва: Недра, 608-618.
- Баранов Г.И. (1991) Тектонические исследования на Северном Кавказе. *Тезисы докладов VII краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа*. Ессентуки, 91-93.
- Баранов Г.И., Греков И.И. (1980) Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. *Тектоника Средиземноморского пояса*. Москва: Наука, 162-171.
- Баранов Г.И., Омельченко В.Л., Пруцкий Н.И. (1995) Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа. *Основные проблемы геологического изучения и использования недр Сев. Кавказа*. Ессентуки, 63-65.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. (1976) Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. *Геотектоника*, (2), 44-56.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. (1986) Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнепалеозойском фундаменте Северного Кавказа. *Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка*, (9), 14-20.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М. (1937) Краткий геологический очерк района Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. *Записки ВМО. Сер. 2. Ч. XVI*, (4).
- Видяпин Ю.П., Сомин М.Л. (2007) Строение зоны Главного Кавказского разлома (“надвига Главного хребта”) в районе Санчаро-Авадхара (СЗ Кавказ). *Бюлл. МОИП. Отдел геол.*, 82(2), 13-20.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2005) Докембриско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 460 с.
- Геологический словарь. Т. 2. (1955) М.: Госгеолтехиздат, 204.
- Геологический словарь. Т. 1. (1973) М.: Недра, 175-176.
- Геологический словарь. Т. 1. (2010) СПб.: ВСЕГЕИ, 271-272.
- Гогель Ж. (1969) Основы тектоники. М.: Мир, 440 с.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н. (1974) Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. *Сов. Геология*, (2), 77-84.
- Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. (2005) Геотермическое районирование и тектонодинамика Северного Кавказа (Опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). *Регион. геология и металлогения*, 25. СПб.: ВСЕГЕИ, 52-59.
- Дотдугев С.И. (1986) О покровном строении Большого Кавказа. *Геотектоника*, (5), 94-106.
- Камзолкин В.А., Сомин М.Л., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Иванов С.Д. (2018) Об открытии поздневендского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа и предпосылках выделения Армовского тектонического покрова. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы Тектонического совещания. Т. 1*. Москва: ГЕОС, 251-255.
- Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И. Семенов В.М., Башкиров А.Н., Греков И.И., Черных В.И., Прокуронов П.В., Сааков В.Г. (2002) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Лист К-37-V. Серия Кавказская (Красная Поляна). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 213 с.
- Леонов М.Г. (2007) Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху, глава 6*. М.: ГЕОС, 231-250.
- Леонов Ю.Г. (2007) Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа. *Большой Кавказ в альпийскую эпоху, глава 9*. М.: ГЕОС, 317-340.
- Макаровский О.В. (1982) Строение зоны Главного надвига Большого Кавказа в пределах Абхазии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (5), 11-116.
- Международный тектонический словарь. (1982) Вводный выпуск, редакторы Дж. Деннис, Г. Муравски, К. Вебер. М.: Мир, 142 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963) Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 357 с.
- Мияширо А., Аки К., Шенгер А. (1985) Орогенез. М.: Мир, 288 с.
- Обуэн Ж. (1967) Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 302 с.
- Омельченко В.Л. (2007) О месте пород Блыбского комплекса в допалеозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ). *Геотектоника*, (4), 60-70.
- Омельченко В.Л. (2011) Геологическое строение Центрального Кавказа. Современные представления о геологии и металлогении региона. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken. 222 с.
- Омельченко В.Л., Рябов Г.В., Исаев В.С. (2017а) Тектоника и история развития зоны Передового хребта Большого Кавказа. *Геология и геофизика Юга России*, (1), 40-56.
- Омельченко В.Л., Рябов Г.В., Исаев В.С. (2017б) О возможной нефтегазоносности древнего ядра Большого Кавказа. *Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. VII, ч. 1*. М.: Наука, 159-170.
- Пейве А.В. (1945) Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. *Сов. геология*, (7), 23-46.

- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Греков И.И., Гамаса Ю.Н. (2004) Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе, серия Кавказская, листы К-38-І, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 275 с.
- Рид Г., Уотсон Дж. (1981) История Земли. Поздние стадии истории Земли. Л.: Недра, 408 с.
- Руттен М.Г. (1972) Геология Западной Европы. М.: Мир, 446 с.
- Сомин М.Л. (2007) Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 56 с.
- Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. (1991) Под ред. А.И. Кривцова, В.М. Терентьева. СПб.: ВСЕГЕИ, 188 с.
- Хаин В.Е., Михайлов А.Е. (1985) Общая геотектоника. М.: Недра, 326 с.
- Шемпелев А.Г. (1978) О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. *Геотектоника*, (6), 57-65.
- Aubin Jean. (1965) Geosynclines. Developments in Geotectonics. Elsevier Publ. Amsterdam-London-New New York.
- Adamia Sh., Belov A.A., Lordkipanidze M., Somin M.L. (1982) Field excursion Guidebook of International Working meeting on the Caucasus. Project No. 5 IGCP Tbilisi publ., 84 p.
- Goguel J. (1965) *Traité de tectonique*. Masson et Cie' éditeurs, Paris, 457 p.
- International tectonic lexicon. Introductory issue. (1979) Editor-in-chief: J.G. Dennis. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u.Obermiller). Stuttgart, 142 p.
- Miashiro Akiho, Aki Keiti, Şengör A.M. (1982) Orogeny. Chichester, John Wiley & Sons Limited Publ.
- Read H.H., Watson J. (1975) Earth History. Part II. Later Stages of Earth History. The Macmillan press LTD, London, 221 p.
- Rutten M.G. (1969) The Geology of Western Europe Elsevier Publ. Amsterdam-London-New New York.
- Sedenko S.M. (1976) *Geologiya Bol'shogo Kavkaza* [The Geology of Greater Caucasus]. Moscow, Nedra Publ., 263 p. (In Russian)
- Baranov G.I. (1968) Tectonics. The structure of the basement, Front Range zone. *Geologiya SSSR, t. IX* [The Geology of USSR, vol. IX]. Moscow, Nedra Publ., 608-618. (In Russian)
- Baranov G.I. (1991) Tectonic researches in the North Caucasus. *Tezisy dokladov VII konferentsii po geologii i poleznym iskopaemym Severnogo Kavkaza* [Thesis of reports on Geology and mineral resources of the North Caucasus of the VII Regional conference]. Essentuki Region. Publ., 91-93. (In Russian)
- Baranov G.I., Grekov I.I. (1980) Pre-Upper-Paleozoic structure of the North Caucasus. *Tektonika Sredizemnomorskogo poyasa* [Tectonics of the Mediterranean belt]. Moscow, Nauka Publ., 162-171. (In Russian)
- Baranov G.I., Omel'chenko V.L., Prutskii N.I. (1995) The tectonic events sequence and their expression in the present North Caucasian structure. *Osnovnye problemy geologicheskogo izucheniya i ispolzovaniya nedr Sev. Kavkaza* [The main problems of geologic explorations and using North Caucasian resources]. Essentuki Region. Publ., 63-65. (In Russian)
- Belov A.A., Omel'chenko V.L. (1976) Ophiolites in the Marukh nappe structure and some questions of the stratigraphy and magmatism of the Front Range Paleozoic of the Northern Caucasus. *Geotectonics*, 41(2), 60-70.
- Belov A.A., Omel'chenko V.L. (1986) Late-Variscan and Post-Variscan overthrusts in the Pre-Upper-Paleozoic basement of the North Caucasus. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geology, Exploration*, (9), 14-20. (In Russian)
- Belousov V.V., Troshikhin B.M. (1937) A brief geological sketch of the area Pshekha and Belaja in the North-West Caucasus. *Zapiski VMO*. Ser. 2. Ch. XVI, (4). (In Russian)
- Dotdnev S.I. (1986) On the nappe structure of the Greater Caucasus. *Geotectonics*, (2), 94-106. (In Russian)
- Gamkrelidze I.P., Shengeliya D.M. (2005) *Dokembriisko-paleozoiskii regionalnyi metamorphism, granitoidnyi magmatism i geodinamika Kavkaza* [Precambrian-Paleozoic regional metamorphism, granitoid magmatism and geodynamics of the Caucasus]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 460 p. (In Russian)
- Geological handbook. V. 2. (1955) Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 204 (In Russian)
- Geological handbook. V. 1. (1973) Moscow, Nedra Publ., 175-176. (In Russian)
- Geological handbook. V. 1. (2010) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 271-272. (In Russian)
- Goguel J. (1965) *Traité de tectonique*. Masson et Cie' éditeurs, Paris, 457 p.
- Gogel' Zh. (1969) *Osnovy tektoniki* [The basics of tectonics]. Moscow, Mir Publ., 440 c. (In Russian)
- Grekov I.I., Kropachev S.M., Momot S.P., Koren' T.N. (1974) Marukh nappe in Paleozoic of North Caucasus. *Sovetskaya geologiya*, (2), 77-84. (In Russian)
- Grekov I.I., Prutskii N.I., Enna N.L. (2005) Northern Caucasus geothermal zoning and tectonodynamics (An attempt of the geological interpretation of the convective heat flow). *Regional'naya geologiya i metallogeniya* [Regional Geology and Metallogeny]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., (25), 52-59. (In Russian)
- International tectonic lexicon. Introductory issue. (1979) Editor-in-chief: J.G. Dennis. E. Schweizerbart'sche Verlags-

- buchhandlung (Nagele u. Obermiller). Stuttgart, 142 p.
- Kamzolkin V.A., Somin M.L., Latyshev A.V., Vidyapin Yu.P., Ivanov S.D. (2018) About the discovery of the Late-Wendian basement within Blyb metamorphic complex of Front Range and prerequisites of the Armov tectonic nappe identification. *Problemy tektoniki i geodinamiki zemnoi kory i mantii*. Materialy Tektonicheskogo soveshchaniya. Tom I [Problems of tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle. Materials of tectonic conference. Vol. I]. Moscow, GEOS Publ., 251-255. (In Russian)
- Khain V.E., Mikhailov A.E. (1985) *Obshchaya geotektonika* [General geotectonics]. Moscow, Nedra Publ., 326 p. (In Russian)
- Lavrishchev V.A., Prutskii N.I., Semenov V.M., Bashkirov A.N., Grekov I.I., Chernykh V.I., Prokuronov P.V., Saakov V.G. (2002) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. List K-37-V. (Krasnaya Polyana)* [State Geologic Map of RF of Scale 1 : 200 000. Sheet K-37-V. Explonatory note]. St.Peterburg, VSEGEI Publ., 213 p. (In Russian)
- Leonov M.G. (2007) Tectonic-gravitational mixtures of central segment of Southern slope of Great Caucasus. *Bol'shoi Kavkaz v alpiiskuyu epokhu, glava 6* [Alpine History of Great Caucasus, chapter 6]. Moscow, GEOS Publ., 231-250. (In Russian)
- Leonov Yu.G. (2007) Cimmerian and late Alpine tectonics of the Greater Caucasus. *Bol'shoi Kavkaz v alpiiskuyu epokhu, glava 9* [Alpine History of Great Caucasus, chapter 9]. Moscow, GEOS Publ., 317-340. (In Russian)
- Makarovskii O.V. (1982) Structure of Main overthrust zone of Greater Caucasus in Abkhazia. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (5), 111-116. (In Russian)
- Milanovskii E.E., Khain V.E. (1963) *Geologicheskoe stroenie Kavkaza* [Geological structure of the Caucasus]. Moscow, Moscow Stat. Univ. Publ., 357 p. (In Russian)
- Miashiro Akiho, Aki Keiti, Şengör A.M. (1982) *Orogeny*. Chichester, John Willey & Sons Limited Publ.
- Omel'chenko V.L. (2007) Position of the Blyb Complex in the Pre-Mesozoic Crustal Structure of the Front Range Zone in the Northern Caucasus. *Geotectonics*, 41(4), 306-314.
- Omel'chenko V.L. (2011) *Geologicheskoe stroenie Tsentral'nogo Kavkaza. Sovremennye predstavleniya o geologii i metallogenii regiona* [Geologic structure of Central Caucasus. Modern ideas about geology and metallogeny of region]. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrücken, 222 p. (In Russian)
- Omel'chenko V.L., Riabov G.V., Isaev V.S. (2017a) Tectonics and geologic evolution of the Front Range Zone of the Greater Caucasus. *Geologiya i geofizika Yuga Rossii*, (1) 40-56. (In Russian)
- Omel'chenko V.L., Riabov G.V., Isaev V.S. (2017b) On possible oil and gas potential of the ancient core of the Greater Caucasus. *Sovremennye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza* [Present problems of geology, geophysics and geoecology of Northern Caucasus. Vol. VII, pt 1]. Moscow, Nauka Publ., 159-170. (In Russian)
- Peive A.V. (1945) New data on tectonics of the Southern slope of the Central Caucasus. *Sovetskaya geologiya*, (7), 23-46. (In Russian)
- Pis'mennyi A.N., Pichuzhkov A.N., Zarubina M.A., Gorbachev M.A., Vertii S.N., Grekov I.I., Gamasa Ju.N. (2004) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. List K-38-I, VII (Kislovodsk)* [State Geologic map of RF of Scale 1 : 200 000. Sheets K-38-I, VII. Explonatory note]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 275 p. (In Russian)
- Read H.H., Watson J. (1975) *Earth History. Part II. Later Stages of Earth History*. The Macmillan press LTD, London, 221 p.
- Rutten M.G. (1969) *The Geology of Western Europe* Elsevier Publ. Amsterdam-London-New York.
- Shempelev A.G. (1978) On the deep expression of the Main Caucasian overthrust. *Geotektonika*, (6), 57-65. (In Russian)
- Somin M.L. (2007) *Strukturnaya pozitsiya i geodinamicheskie usloviya formirovaniya metamorficheskikh kompleksov Bol'shogo Kavkaza i Kuby*. Dis. ... doct. geol.-min. nauk [Structural position and geodynamic conditions of formation of metamorphic complexes of the Greater Caucasus and Cuba. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Institute of the Earth physics, RAN, 56 p. (In Russian)
- Terminy i ponyatiya, ispolzuemye pri prognoznno-metallogenicheskikh issledovaniyakh* [Terms and concepts used in the prognostication and metallogenic studies]. (1991) (Eds. A.I. Krivtsov and V.M. Terentiev). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 188 p. (In Russian)
- Vidyapin Yu.P., Somin M.L. (2007) The structure of the Main Caucasian fault ("overthrust of the Main Range") in the Sancharo-Avadhara region (NW Caucasus). *Bull. MOIP, Sect. Geol.*, 82(2), 13-20. (In Russian)