

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243 (571.1)

**СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ДУДЕРГОФСКОЙ СТРУКТУРЫ
(ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)**

С.Ю. КОЛОДЯЖНЫЙ

*Геологический институт РАН,
119017, Россия, Москва, Пыжевский пер., д. 7; e-mail: kolod63@mail.ru*

Дудергофские высоты и пространственно связанные с ними дислокации пород палеозойского чехла расположены к югу от г. Санкт-Петербурга в пределах Балтийско-Ладожской моноклинали. Данные структуры образуют прямые формы рельефа и соответствуют ядрам антиклиналей, которые часто рассматриваются в качестве гляциотектонических морфоструктур. Структурные исследования показывают, что Дудергофская структура пространственно и генетически связана с узлом пересечения тектонических нарушений восток—северо-восточной и субмеридиональной ориентировок. Она формировалась длительное время, вероятно, начиная с позднекаледонского цикла до новейшего этапа тектонической активизации. Деформации развивались в условиях взбросо-сдвигового режима и периодического проявления кинематических инверсий. При этом имело место горизонтальное сжатие, ориентированное на одних этапах в северо-западном — юго-восточном, на других — в северо-восточном — юго-западном направлении. Гляциодинамический фактор в развитии Дудергофской структуры имел второстепенное значение, обусловив развитие малоамплитудных надвигов южной вергентности.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника; геодинамика; гляциотектоника; зона сдвига; кинематика; структурный парагенез; Восточно-Европейская платформа; Дудергофские дислокации.

**STRUCTURAL-KINEMATIC FORMATION CONDITIONS
OF THE DUDERGOF STRUCTURE DEVELOPMENT
(SOUTH-EAST MARGIN OF THE BALTIC SHIELD)**

S.YU. KOLODYAZHNYI

*Geological institute of Russian academy of sciences
119017, Russia, Moscow, Pyzhevsky lane, 7, e-mail: kolod63@mail.ru*

Dudergof heights and deformed Paleozoic cover rocks spatially related to them are located to the South of Saint-Petersburg within Baltic-Ladoga monocline. These elevations make up the straight forms of relief and correspond to the cores of anticlines which are often examined as a glaciotectionic morphostructures. Structural researches show that Dudergof structure is spatially and genetically related to the intersection joint of tectonic zones oriented in East-North-East and South-North directions. It had been formed for a long time, probably, since the Late Caledonian time up to the neotectonic activation stage. Deformations developed in the conditions of the reverse — strike slip mode and periodic appearance of kinematic inversions. The horizontal compression was oriented in North-West direction on certain stages, and in North-East direction — on the others. In the development of the Dudergof structure glaciotectionic factor had a second-rate significance giving rise to the appearance of the minor south-vergent thrusts.

Key words: intraplate tectonics; geodynamic; glaciotectionic; strike-sleep shear zone; kinematics; structural paragenesis; East-European platform; Dudergof structure.

Складчато-разрывные структуры Восточно-Европейской платформы (ВЕП) часто рассматриваются в качестве экзогенных геологических аномалий, резко обособленных на фоне полого залегающих слоёв осадочного чехла [9]. Одним из примеров геолого-геоморфологической аномалии на северо-западе ВЕП являются Дудергофские дислокации и одноименные высоты. Их изучение началось ещё в XIX в., но генезис этих структур и сейчас остается предметом дискуссий. Данные структуры рассматривались в качестве гляциотектонических, сформированных боковым напором ледникового покрова [12], ледниковых наволоков и отторженцев [4, 5, 9], куполов нагнетания диапирового типа, обусловленных неравномерной вертикальной нагрузкой ледника [8], тектонических структур, связанных с новейшими разрывами [10] или региональной складчатостью каледонского орогенеза [11].

Автором рассмотрены новые структурные данные, полученные в результате исследований в районе Дудергофских высот. Для оценки тектонической позиции данной структуры на основе дешифрирования цифровых карт рельефа и использования литературных данных была составлена структурная схема, охватывающая крупный сегмент области сочленения Балтийского щита и Русской плиты (рис. 1). При полевых исследованиях применялись методы структурно-кинематического и парагенетического анализов, которые были рассмотрены в [6, 15].

Тектоническая позиция

Дудергофские высоты расположены к югу от г. Санкт-Петербурга в окрестностях г. Красное Село (рис. 1). Они резко обособлены на фоне равнинного пространства Ордовикского плато, которое с севера ограничено Балтийско-Ладожским глинтом (уступом) [5, 8]. Экспонированные здесь складчато-разрывные структуры осложняют облик Балтийско-Ладожской моноклинали, для которой характерно общее погружение поверхности фундамента и перекрывающих слоёв венда и нижнего палеозоя от Балтийского щита к югу под углами 10–15° [3, 5].

Пологое залегание осадочного чехла Балтийско-Ладожской моноклинали осложняют тектонические зоны восток—северо-восточного (ВСВ), северо-восточного (СВ), северо-западного (СЗ) и субмеридионального простираний (рис. 1) [2–4]. Наиболее крупной структурой является Балтийско-Ладожская зона нарушений (БЛЗ), развитая вдоль границы Балтийского щита и Русской плиты (рис. 1). В её строении обособлены зоны более вы-

сокого порядка, имеющие преимущественно СВ и ВСВ простирания. К северу от Чудского озера БЛЗ испытывает виргацию, и система зон одной из её ветвей прослеживается на территорию Эстонии (рис. 1). Здесь эти нарушения детально изучены в карьерах, разрабатывающих месторождения кукерситовых сланцев ордовика [16, 17]. При этом отмечено, что складчато-разрывные структуры СВ ориентировки имеют, вероятно, позднекаледонский возраст и не проникают в отложения среднего девона, в основании которых отмечается крупное структурное несогласие. На территории России БЛЗ менее изучена и выделяется на основании дешифрирования цифровых карт рельефа, а также по наличию широкого пояса интенсивной трещиноватости палеозойских отложений. Эта часть БЛЗ известна в качестве Нарвско-Волховской зоны [3].

В пределах рассматриваемой области развиты Гдовская и Гатчинская субмеридиональные зоны нарушений [2–4]. Узлы их пересечения с тектоническими зонами ВСВ и СВ ориентировок сопровождаются проявлением геологических аномалий (рис. 1). Дудергофская структура приурочена к участку взаимодействия Гатчинской зоны с одним из разрывов БЛЗ. С пересечениями Гдовской зоны с Чудско-Ладожским нарушением и БЛЗ связаны Мишиногорская трубка взрыва и дислокации Вайварских гор соответственно.

Геологическое строение

Дудергофские высоты образуют цепочку гряд и холмов, вытянутых в ВСВ направлении на протяжении 8 км (рис. 2). Морфологически наиболее обособлены Дудергофская и Кирхгофская возвышенности, соединённые седловиной и имеющие относительные превышения до 76 м. От каждой из этих возвышенностей в юго-западном направлении отходят пологие гряды высотой от нескольких до 10 м: от Дудергофской — Кавелахтинская гряда, от Кирхгофской — Перякульская (рис. 2). В конфигурации современного рельефа здесь отчетливо дешифрируются нарушения различных простираний. Обособлен меридиональный сегмент Гатчинского разрыва, в области пересечения которого с одной из зон БЛЗ последняя образует горизонтальные уступы и изгибы. К этому узлу пересечения нарушений приурочены Дудергофские складчатые структуры. Разрывы СЗ простирания имеют относительно небольшую протяженность и, возможно, являются второстепенными опережающими структурами.

В пределах Дудергофской структуры и её обрамления обнажаются следующие палеозойские отложения (снизу вверх): 1) синие глины нижнего кем-

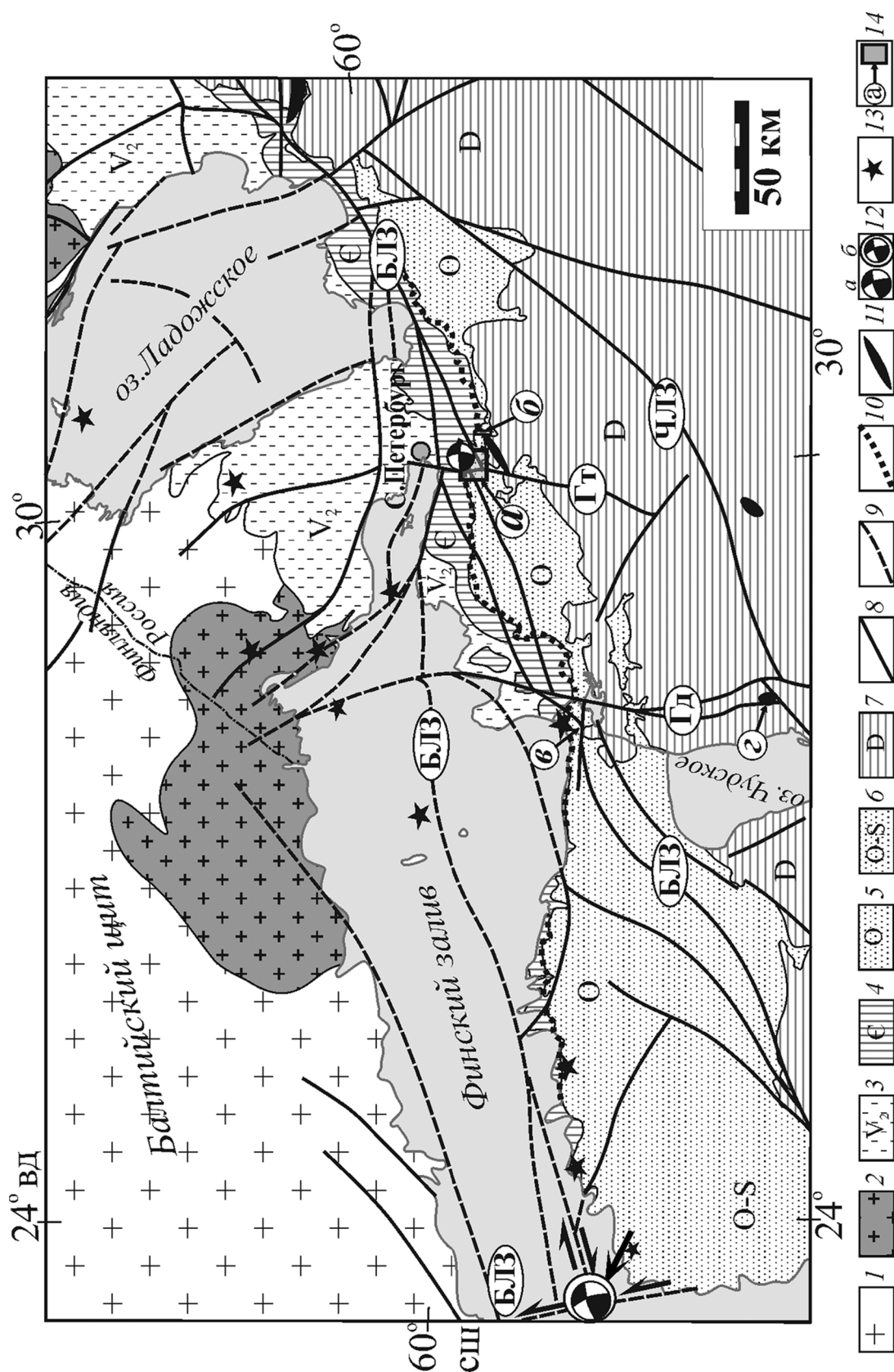


Рис. 1. Геолого-структурная схема Балтийско-Ладожского сегмента юго-восточной окраины Балтийского щита (с использованием данных [1–4, 13, 14, 16, 17]): 1 – архей-протерозойские комплексы фундамента; 2 – граниты рапакиви; 3–7 – отложения чехла Русской плиты; 3 – верхнего венда, 4 – кембрия, 5 – ордовика, 6 – ордовика и силура, 7 – девона; 8, 9 – разрывы и линейaments, развитые: 8 – на суше, 9 – в акваториях; 10 – Балтийско-Ладожский гилит; 11 – тектонические валы и поднятия; 12 – ориентировка напряжений (белое – квадрат сжатия, заливка – квадрат растяжения), выявленная: а – по структурам главного кинематического парагенеза района Дудергофской возвышенности, б – на основании реконструкций фокального механизма Осму-саарского землетрясения 1976 г., по [1]; 13 – эпицентры землетрясений; 14 – местоположение структур: а – Дудергофской, б – Павловской, в – Вайварских (Си-нинх) гор, г – Мишиногорской. Зоны нарушений: БЛЗ – Балтийско-Ладожская, ГГ – Гатчинская, ГД – Гдовская, ЧЛЗ – Чудско-Ладожская.

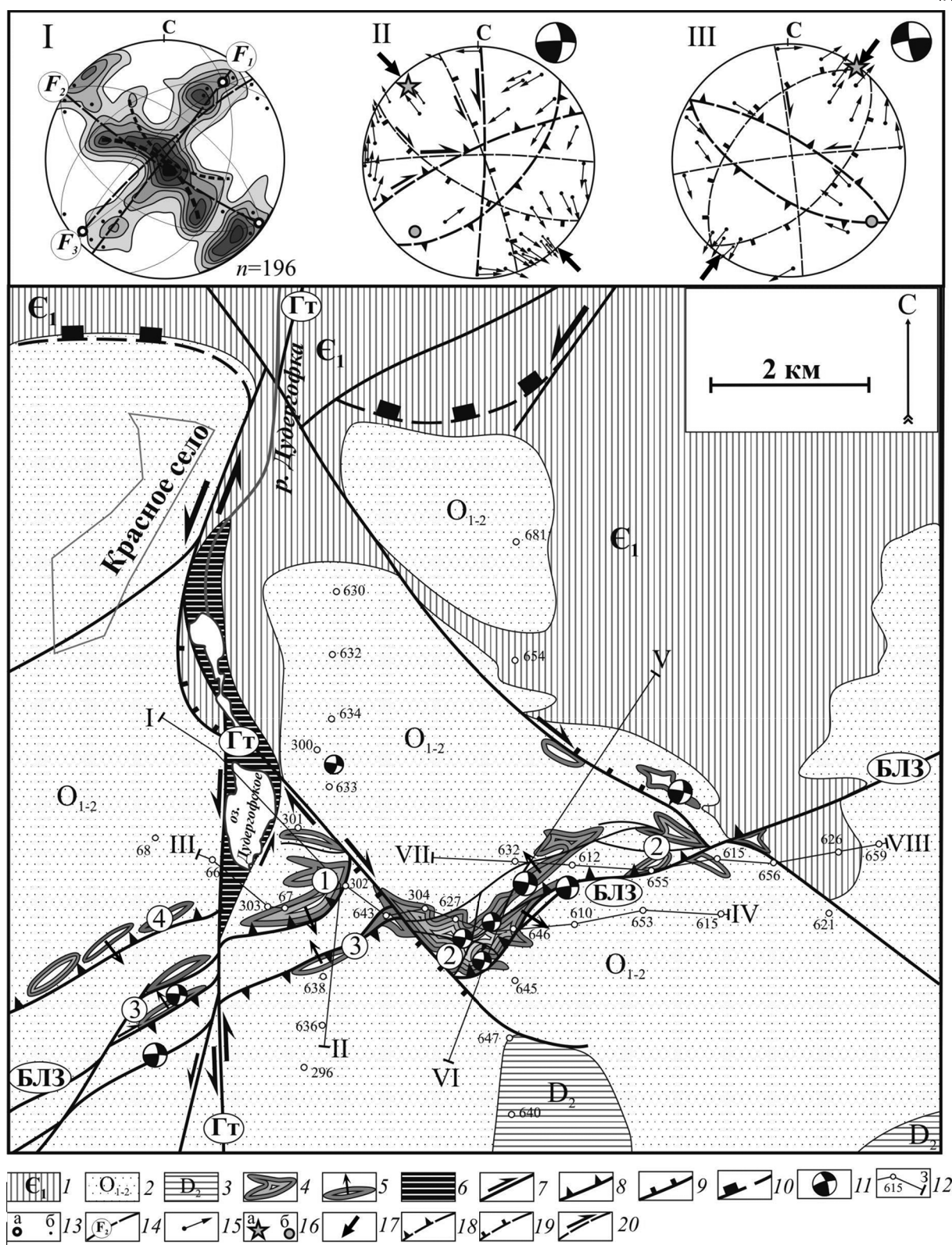


Рис. 2. Геолого-структурная схема района Дудергофской структуры (местоположение см. рис. 1); равноплощадные стереографические проекции (нижняя полусфера): I – полюсов слоистости ($n=196$, изолинии – 1/2/3/4/5/5,4/6 %), II, III – полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур главного (II) и второстепенного (III) кинематических парагенезов; 1–3 – отложения: 1 – нижнего кембрия, 2 – нижнего – среднего ордовика, 3 – среднего девона; 4 – ядра антиклинальных структур; 5 – асимметричные антиклинали и направления восстания их осевых поверхностей; 6 – современные депрессии; 7–9 – разрывы: 7 – сдвиги, 8 – взбросы, 9 – сбросы; 10 – бровка глинта; 11 – ориентировка палеонапряжений (белое – квадрант сжатия, заливка – квадрант растяжения), выявленных по структурам главного кинематического парагенеза; 12 – линии разрезов на рис. 3 и местоположение опорных скважин; 13–17 – структурные элементы на стереографических проекциях: 13 – шарниры складок, найденные геометрически (а) и по замерам в обнажениях (б); 14 – осевые плоскости складок разных генераций (F_1-F_3), 15 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла; 16 – главные оси палеонапряжений сжатия (а) и растяжения (б); 17 – проекция оси сжатия на горизонтальную плоскость; 18–20 – усредненные позиции плоскостей нарушений на стереограммах: 18 – взбросов, 19 – сбросов, 20 – сдвигов; возвышенности: 1 – Дудергофская, 2 – Кирхгофская, 3 – Перякульская, 4 – Кавелахтинская

брия (мощность до 115 м); 2) серые глинистые и белые кварцевые песчаники нижнего — среднего кембрия (до 15 м); 3) нижнеордовикские оболочевые песчаники (3—5 м) и чёрные диктионемовые сланцы (до 1 м); 4) известняки и мергели нижнего — среднего ордовика (около 20 м) [4, 8]. Южнее Дудергофских высот обнажаются мергели среднего девона. Поверхность фундамента, перекрытая отложениями верхнего венда, в рассматриваемом районе залегает на глубинах около 350 м.

Палеозойские комплексы перекрыты четвертичными образованиями, представленными основной мореной и элювиально-делювиальными образованиями. Морена сложена валунными суглинками осташковского горизонта, образующими сплошной покров мощностью 1—5 м на поверхности выравнивания Ордовикского плато [3, 8]. На склонах и вершинах Дудергофских высот в результате частичного размыва и выноса мелкой фракции отложения морены представлены в основном валунами кристаллических пород.

Складчатые структуры

Общей особенностью Дудергофских поднятий является то, что они образуют прямые формы рельефа и соответствуют ядрам гребневидных антиклиналей, которые часто рассматриваются как куполообразные диапировые структуры [8]. Депрессиям, обрамляющим антиклинальные поднятия, соответствуют пологие, иногда корытообразные синклинали (рис. 3). Крупные рельефообразующие антиклинали, имеющие амплитуду более 120 м при ширине 1—2 км, осложнены мелкими складками, размеры которых не превышают нескольких сотен метров. Эти малые формы чаще имеют СВ, реже, СЗ ориентировку и не выражены в рельефе, а их гребни срезаются поверхностью несогласия в основании четвертичного покрова (рис. 4, А). Антиклинали различных порядков обладают асимметричным строением в разрезе. Если осевые плоскости крупных структур обычно испытывают крутое восстание к юго-востоку (ЮВ), юг—юго-востоку (ЮЮВ) и юго-западу (ЮЗ) (вергентность в южных румбах), то вергентность мелких складок может быть иной, в частности, встречной (рис. 3). В плане антиклинальные структуры нередко расположены кулисообразно в виде цепочек и каскадов (рис. 2).

Анализ стереограмм элементов залегания слоистости в пределах Дудергофской структуры показывает наличие не менее трех систем складок: две из них почти коаксиальные и имеют СВ, а одна — СЗ ориентировку (рис. 2, I). Две малодуговые траектории рассеивания полюсов слоистости характеризуют мелкие конические складки первой систе-

мы (F_1), шарниры которых испытывают ундуляцию в плоскости, ориентированной по азимуту 36 °СВ. Предполагается, что эта ундуляция связана с наложением более поздних складок СЗ ориентировки (F_2), чему не противоречит характер рассеивания шарниров мезоскладок, замеренных в обнажениях (рис. 2, I). Складки второй системы (F_2) являются цилиндрическими, характеризуются поясом рассеивания полюсов слоистости по дуге большого круга и имеют осевую плоскость, ориентированную по азимуту 304 °СЗ. Данные пликативные структуры наиболее широко развиты вдоль зон СЗ простирания и представлены иногда крупными складками, имеющими прямое выражение в рельефе, но чаще мелкими формами, срезанными поверхностью денудации. Следующий обособленный пояс полюсов слоистости также соответствует дуге большого круга и характеризует складки третьей системы (F_3), осевая плоскость которых испытывает крутое восстание к ЮВ и ориентирована по азимуту 48 °СВ (рис. 2, I). Данные структуры (F_3), выявленные геометрически, соответствуют наиболее широко развитым и протяженным складкам, показанным на разрезах в виде крупных рельефообразующих морфоструктур (рис. 3). Следует заметить, что крутые залегания слоистости (70—85 °), отмечаемые на стереограмме, в действительности соответствуют зонам разрывов, к сместителям которых приспособляются все плоскостные структуры. С учётом этого, крупные складки (F_3 и F_2) не являются изоклинальными, а характеризуются асимметричной открытой морфологией.

Разрывные нарушения и их кинематика

Многие складчатые структуры Дудергофских поднятий пространственно связаны с зонами тектонических нарушений, при удалении от которых они плавно затухают (рис. 4, А, Б). В зонах разрывов и в их бортах развиты мелкие изоклинальные складки, субвертикальные пакеты слоёв, кливаж, участки брекчирования и ступенчатости трещиноватости, отмечаются признаки флюидной активности в виде прожилков карбонатного состава и гидрооксидов железа (рис. 4, Б). Одна из наиболее крупных зон системы БЛЗ имеет ширину несколько десятков метров и прослеживается вдоль ЮВ склона Кирхгофской гряды в СВ и ВСВ направлениях (рис. 2, 3). В её пределах слабосцементированные песчаники образуют меланж, в глинистых породах развиты милониты, сланцеватость и С—S-структуры. Зона состоит из нескольких разрывов, многие из которых с резким угловым несогласием перекрыты отложениями морены, но некоторые нару-

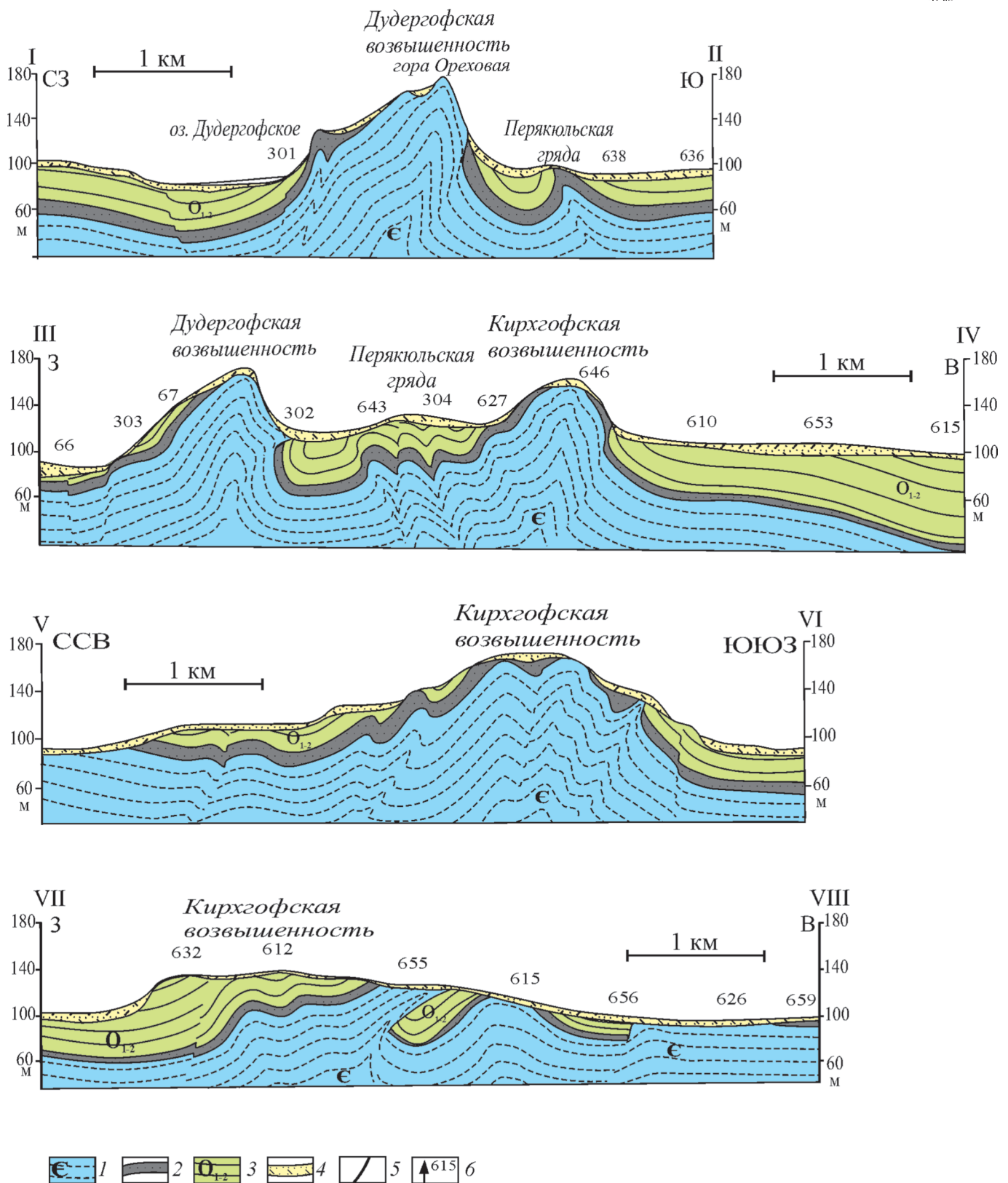


Рис. 3. Геолого-структурные разрезы Дудергофской структуры (местоположение см. рис. 2) (с дополнениями по [5, 8]); 1 – синие глины нижнего кембрия; 2 – пески и песчаники кембрия и ордовика; 3 – известняки и мергели нижнего – среднего ордовика; 4 – четвертичные отложения; 5 – разрывы; 6 – скважины и их номера

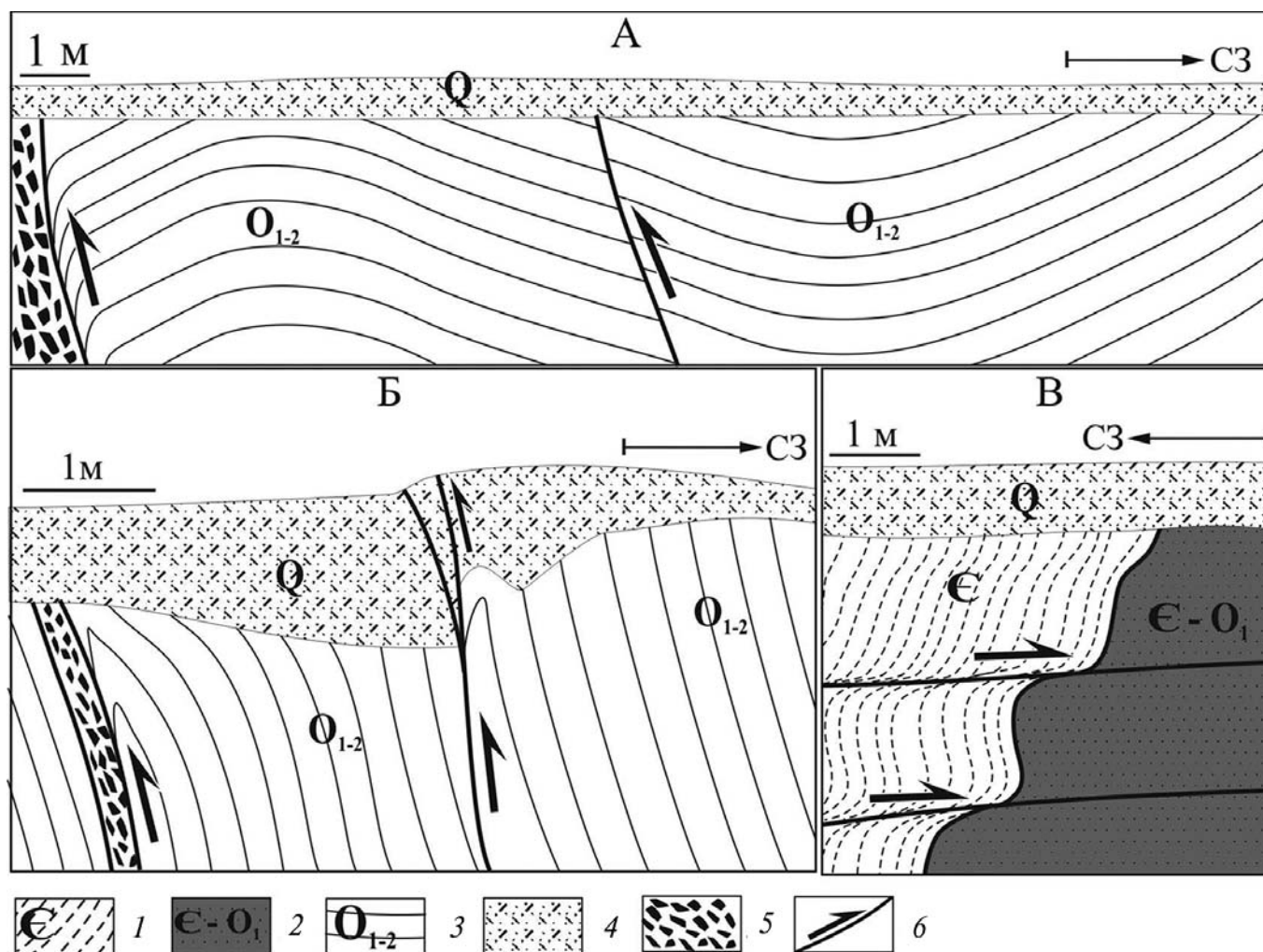


Рис. 4. Разрезы локальных структур в районе Дудергофской возвышенности: А — ледниковые отложения, залегающие со структурным несогласием на ранних складчато-разрывных структурах северо-восточной (СВ) ориентировки; Б — разновозрастные складчато-разрывные нарушения, погребенные под четвертичными отложениями и проникающие в них; В — зона рассланцевания в кембрийских глинах и секущие ее надвиги (гляциодислокации); 1 — рассланцованные глины кембрия; 2 — пески и песчаники кембрия и ордовика; 3 — известняки и мергели ордовика; 4 — четвертичные отложения; 5 — тектонические брексии; 6 — разрывы и направления перемещений по ним

шения проникают в них и смещают их подошву (рис. 4, Б, В).

В карьерах и дренажных канавах Кирхгофской и Перякульской гряд были проведены структурно-кинематические исследования с изучением ориентировки различных мезоструктур — кинематических индикаторов (С—Д-структуры, зеркала скольжения, структуры вращения, мелкие складки и др.). Было выявлено два динамически обособленных структурно-кинематических парагенеза. Последовательность их развития не является очевидной, так как плоскости нарушений обоих парагенезов обладают в целом сходными ориентировками, но характер перемещений вдоль нарушений в результате повторных активизаций существенно менялся. Статистически и по степени сохранности структур и текстур (штрихов скольжения и др.) заметно преобладает некоторый главный кинемати-

ческий парагенез, тогда структуры другого, второстепенного, — редуцированы.

Главный структурно-кинематический парагенез. Разрывы и трещины данного парагенеза представлены взбросами и сдвиго-взбросами СВ простирания, субмеридиональными левыми сдвигами, единичными субширотными правыми сдвигами, а также сбросами и сбросо-сдвигами СЗ ориентировки (рис. 2, II). Наиболее ярко выраженными являются взбросы СВ простирания, имеющие правосдвиговую компоненту смещений. Представителями этих нарушений является рассмотренная выше зона, развитая вдоль ЮВ склона Кирхгофской возвышенности и входящая в систему структур БЛЗ, а также разрывы Перякульской гряды. Сдвиго-сбросом СЗ ориентировки присуща правосдвиговая компонента смещений. Левосдвиговые смещения характерны для субмеридиональных

трещин скалывания, конформных простиранию Гатчинского разлома, осевая часть которого не обнажается.

Все системы данных нарушений образуют динамически согласованный парагенез, который формировался в условиях взбросо-сдвигового режима деформаций и преобладающего сжатия в направлении СЗ—ЮВ (317°) (рис. 2, II). В аналогичной обстановке формировались складки СВ простирания (F_1 и F_3), которые по отношению к сдвиго-взбросам СВ ориентировки обладают конформным и диагональным положением (рис. 2, I).

Второстепенный структурно-кинематический парагенез. Разрывы и трещины данного парагенеза в целом конформны рассмотренным выше главным нарушениям, но при этом отмечается почти полная кинематическая инверсия направлений перемещений (рис. 2, III). Наиболее распространены трещины и малоамплитудные разрывы СЗ ориентировки. Им свойственна взбросовая кинематика, противоположная сдвиго-сбросовым нарушениям аналогичной ориентировки главного парагенеза. Структуры иных простираний представлены единичными замерами, которые также показывают эффект кинематической инверсии. В целом данный парагенез формировался в условиях взбросо-сдвигового режима деформаций и сжатия в направлении СВ—ЮЗ (36°) (рис. 2, III). Складки СЗ простирания (F_2) формировались в аналогичной обстановке (рис. 2, I).

Также было выявлено несколько надвиговых структур, сместители которых конформны подошве ледниковых отложений. Они секут и смещают ранние складчато-разрывные структуры, погребённые под четвертичным покровом (рис. 4, В). Судя по малоамплитудным смещениям, они имеют южную вергентность, соответствующую общему направлению движения ледника на данном участке [3, 5]. Подобные нарушения, вероятно, представляют собой гляциодислокации.

Возрастные соотношения структур

Структурные соотношения складчато-разрывных нарушений иллюстрируют следующие данные. На отдельных поверхностях трещин и разрывов системы штрихов скольжения, соответствующие различным кинематическим парагенезам, обнаруживают признаки взаимного наложения. В одних случаях структуры второстепенного парагенеза наложены на главный парагенез, а в других — наоборот. При этом структуры главного парагенеза наиболее распространены и максимально сохранены. Учитывая это, можно предположить, что они формировались в два этапа деформаций — до и после

структур второстепенного парагенеза. Разрывы главного парагенеза динамически связаны со складками первой и третьей систем (F_1 и F_3), а второстепенного — со складками второй системы (F_2).

Геометрический анализ показал наличие трёх систем складок. Учитывая геологические данные, есть основания полагать, что складки с одинаковой пространственной ориентировкой представлены разными генерациями. В целом складчатые структуры отличаются размером, ориентировкой, морфологией и особенностями соотношений со стратифицированными комплексами. Мелкая складчатость (геометрически — F_1 и F_2) охватывает только палеозойские отложения (рис. 4, А). В крупные складки (F_3 , реже F_2) смяты зеркало складчатости малых структур (в основном F_1), отложения морены и развитая в ее основании поверхность выравнивания, срезающая мелкие складки (F_1 и F_2) (рис. 3). Таким образом, мелкие складки (F_1 и F_2), а также связанные с ними разрывы, являются, вероятно, дочетвертичными, а крупные Дудергофские морфоструктуры (F_3 , отчасти F_2), включая складки и разрывы, относятся к постледниковому времени.

Обсуждение результатов

Рассмотренные выше геолого-структурные данные свидетельствуют, что развитие Дудергофской структуры проходило в условиях взбросо-сдвигового режима деформаций при периодическом проявлении кинематических инверсий. Ось максимального укорочения, занимавшая в целом горизонтальную позицию, на одних этапах имела СЗ, на других — СВ ориентировку (рис. 2, II, III). Геологические данные показывают, что смена направлений сжатия происходила не менее двух раз: до накопления покрова позднеплейстоценовой морены и в постледниковое новейшее время.

Результатом кинематических инверсий явилось формирование сложной полискладчатой структуры Дудергофской возвышенности. Пересечение и наложение линейных систем складок и разрывов различной ориентировки одна на другую обусловило локальное развитие структур, напоминающих купола, но в действительности имеющих совершенно иную природу (рис. 2). Поэтому представления о диапировых глиняных куполах, развитие которых было связано с неравномерной нагрузкой ледника [8] в данном случае могут быть поставлены под сомнение. В целом гляциодинамические явления не могут объяснить многие особенности строения Дудергофской структуры: залегание слоёв палеозойских отложений в нормальной стратиграфической последовательности, длительное полистадийное и локальное проявление дислокаций,

особенности складчатости и кинематики разрывных нарушений.

Дудергофские складчатые структуры динамически связаны с развитием зон тектонических нарушений. Кулисообразный тип расположения складок, коническая морфология некоторых из них (F_1), а также сумма кинематических данных указывают на то, что складки формировались в условиях сдвиговых перемещений. Это объясняет причины малых амплитуд вертикальных смещений, которые фиксируются вдоль тектонических зон данного района. Предполагаемый безкорневой характер Дудергофских структур [5, 8], может быть объяснён тем, что сдвиговые смещения реализовывались в основном в кристаллическом фундаменте, а в отложениях чехла они нашли отражение в формировании кулисообразных и диагональных складок, зон трещиноватости и мелких разрывов.

Локальное развитие Дудергофской геолого-геоморфологической аномалии объясняется тем, что она связана с узлом пересечения Гатчинского субмеридионального разрыва с одним из нарушений системы БЛЗ, испытавших активизацию в новейшее время (рис. 1, 2). При развитии структур такого рода важную роль играют уступы и изгибы (shear bend), формирующиеся в зоне сдвига в результате ее смещения другим сдвигом [7]. В рассматриваемом случае при развитии сдвиговых смещений вдоль Гатчинской зоны и разрывов системы БЛЗ сформировавшиеся при этом уступы выступали в качестве областей повышенной компрессии и проявления складчатости (constraining bends).

Развитие Дудергофской структуры было длительным. Ранние мелкие складки (F_1), вероятно, имеют позднекаледонский возраст, так как они по многим признакам коррелируются с одновозрастными структурами западной части БЛЗ [16, 17]. Время проявления первой кинематической инверсии и развития мелкой складчатости СЗ простирания (F_2) точно не известно. Последующие события были связаны с

формированием поверхности выравнивания Ордовикского плато, ледниковой деятельностью и накоплением познеплейстоценовых моренных отложений. Плейстоценовые гляциодислокации проявились в форме малоамплитудных надвигов южной вергентности. В постледниковое (поздний плейстоцен — голоцен) время началось развитие крупных складок СЗ простирания (F_2), образующих возвышенности, а несколько позже, в результате повторной кинематической инверсии, — структур и поднятий СВ ориентировки (F_3). Признаки новейшего тектонического развития Дудергофской морфоструктуры согласуются с высоким уровнем сейсмической активности БЛЗ [13, 14]. Кинематические особенности развития данной структуры во многом соответствуют характеру проявления новейших перемещений в районе Финского залива, выявленных на основании GPS наблюдений, а также результатам реконструкций фокального механизма Осмуссаарского землетрясения 1976 г. [1, 13].

Выводы

Структурные исследования показали, что Дудергофская структура пространственно и генетически связана с узлом пересечения тектонических нарушений ВСВ и субмеридиональной ориентировки. Она формировалась длительное время, вероятно, начиная с позднекаледонского цикла до новейшего этапа тектонической активизации. Деформации развивались в условиях взбросо-сдвигового режима и периодического проявления кинематических инверсий. При этом имело место горизонтальное сжатие, ориентированное на одних этапах в СЗ—ЮВ, на других — в СВ—ЮЗ направлениях. Гляциодинамический фактор в развитии Дудергофской структуры играл второстепенную роль, обусловив развитие малоамплитудных надвигов южной вергентности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00149).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ассиновская Б.А., Горшков В.Л., Щербакова Н.В., Панас Н.М. Активные разломы, выявленные по данным геодинамических наблюдений в Балтийском море // Инженерные изыскания. 2013. № 2. С. 50–55.
2. Афанасов М.Н. Неотектоника и голоценовые проявления золота, самородной ртути и других эндогенных минералов в Ленинградской области // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 55–59.
3. Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 — Псков, (N-35), О-36 — Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
4. Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. 503 с.
5. Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда) // Известия Всесоюзного географического общества. 1980. Т. 112. № 2. С. 138–146.
6. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
7. Колодяжный С.Ю. Структура и эволюция Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы) // Геотектоника. 2015. № 4. С. 30–53.

8. Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ленинграда // Геотектоника. 1976. № 6. С. 89–98.
 9. Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы // Геоморфология. 1991. № 1. С. 85–95.
 10. Можаяев Б.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. М.-Л.: Недра, 1973. 231 с.
 11. Тетяев М.М. Формы структуры южной части Ленинградской области в связи с ее вероятной нефтеносностью // Советская геология. 1941. № 1. С. 39–42.
 12. Янишевский М.Э. Геологическая карта окрестностей г. Ленинграда (описание геол. строения окрестностей г. Слуцка) // Тр. Всес. геол.-развед. объединения ВСНХ СССР. Вып. 726. М.-Л., 1932. 127 с.
 13. Assinovskaya B., Ovsov M. K. Seismotectonic zoning of the Finnish–Bothnia region based on the structural analysis method // Russian journal of Earth sciences. 2014. V. 14. P. 1–12.
 14. Assinovskaya B., Shchukin J., Gorshkov V., Shcherbakova N. On recent geodynamics of the Eastern Baltic Sea region // Baltica. 2011. V. 24. N 2. P. 61–70.
 15. Marrett R.A., Allmendinger R.W. Kinematic analysis of fault-slip data // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 973–986.
 16. Puura V., Vaher R. Cover structure // A. Raukas, A. Teedumae. Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. 436 p.
 17. Sokman K., Kattai V., Vaher R., Systra Y.J. Influence of tectonic dislocations on oil shale mining in the Estonia deposit // Oil shale. 2008. V. 25. N. 2, special. P. 175–187.
-