

УДК 551.243(571.1)

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ АНДОМСКОГО СЕГМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

© 2016 г. С. Ю. Колодяжный*, А. С. Балувев, Е. Н. Терехов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

*e-mail: kolod63@mail.ru

Поступила в редакцию 18.05.2015 г.

Выявлены компоненты деформации пород платформенного чехла, связанные с эндогенными (тектоническими) и экзогенными (гляциодинамическими, гравитационно-оползневыми) факторами, на примере Андомских складчато-разрывных нарушений в осадках верхнего девона района Онежского озера. Данные структуры приурочены к одноименному сегменту юго-восточной окраины Балтийского щита, вдоль которой отмечаются признаки высокой тектонической активности. На основе структурных исследований показано, что развитие Андомской структуры обусловлено длительным (поздний девон—четвертичное время) проявлением полистадийных деформаций, связанных главным образом с тектоническими и в меньшей степени с гляциодинамическими факторами. В истории их развития выявлены последовательные этапы проявления конседиментационных сбросов и оползневых структур, явлений субслоного скольжения, различных форм сдвигового течения в режиме транспрессии, гляциодинамических, преимущественно надвиговых нарушений и неотектонических транспрессионных структур.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника, геодинамика, гляциотектоника, зона сдвига, кинематика, структурный парагенез, Восточно-Европейская платформа, Андомская структура

DOI: 10.7868/S0016853X16040056

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время активно развиваются представления о внутренней тектонической подвижности литосферных плит, что затрагивает широкий спектр общетеоретических, картографических и прикладных вопросов. В юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выявлены и детально изучены многочисленные примеры внутриплитных нарушений в осадках чехла, имеющих местами аномальный для платформы “альпинотипный” облик [4, 13, 17, 18, 20]. Аналоги этих структур широко развиты и на севере ВЕП, но в силу того, что эта территория являлась ареной деятельности плейстоценовых ледниковых покровов, большая часть таких нарушений, а также связанные с ними формы рельефа чаще рассматриваются в связи с гляциодинамическими процессами [5, 6, 9, 22]. Эти структуры не отражены на государственных геологических картах новой серии. Попытки их геодинамической интерпретации единичны и нередко опровергаются на базе хорошо разработанной теории гляциотектоники. Тем не менее, появляются работы по систематизации таких структур, рассматривающих их в качестве единого парагенетического ряда, иерархически подчиненного крупным тектоническим зонам [12, 15–17, 19, 21, 29, 33]. Для такого рода надрегиональных зон, проявленных в

верхних горизонтах чехла, часто отмечается пространственная и генетическая связь с глубинными структурами, контролирующими строение докембрийского фундамента ВЕП [15–17, 31–33]. Такие взаимосвязи и глубинный уровень нарушений ставят под сомнение гляциодинамические модели их формирования. Появились и экстремальные мировоззрения, указывающие на ничтожную роль процессов оледенения не только на формирование рельефа и деформации ледникового ложа, но и разнос валунно-глыбового моренного материала [33]. Подобного рода дискуссии возникали и раньше, но именно сейчас они приобрели принципиальный характер ввиду развития представлений о высокой внутриплитной подвижности платформ.

В статье предпринимается попытка выявить компоненты деформации осадков чехла, связанных с эндогенными (тектоническими) и экзогенными (гляциодинамическими, гравитационно-оползневыми) факторами, на примере складчато-разрывных Андомских нарушений в районе Онежского озера.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основе наших исследований лежат материалы изучения деформационных структур, развитых вдоль границы Балтийского щита и Русской

плиты. Использовались дистанционные методы: дешифрирование цифровых карт рельефа, аэрокосмоснимков, карт магнитных и гравиметрических аномалий. Результаты дистанционного анализа уточнялись полевыми исследованиями с использованием методов структурно-кинематического и парагенетического анализов, приемы которых были рассмотрены в работах [14–16, 20, 35, 37]. При статистической обработке кинематических данных использовалась программа Fault-Kin6 [36].

С целью выявления различных компонентов деформации были изучены структурные парагенезы осадков чехла и кристаллического фундамента. Отдельно рассматривались экзарационные морфоструктуры, в частности полированные поверхности, бараньи лбы и генетически связанные с ними структуры. При этом следы скольжения ледника по его ложу (борозды, серповидные и шевронные структуры, следы качения валунов), а также зеркала скольжения мелких нарушений, имеющих явную связь с ледниковыми морфоструктурами (например, бараньи лбы), рассматривались как кинематические индикаторы, характеризующие гляциодинамический структурный парагенез. Такой подход позволил оценить особенности деформационного режима (поля напряжений), существовавшего в основании движущегося ледникового покрова. Имея такую динамическую характеристику, оказалось возможным разделить сложный ансамбль структур в осадках чехла на ледниковые и тектонические парагенезы.

АНДОМСКАЯ СТРУКТУРА

Тектоническая позиция

Сложно деформированные отложения верхне-девона обнажаются в районе Андомской возвышенности на ЮВ побережье Онежского озера (рис. 1). Складчатые и разрывные структуры образуют широкую (до 2 км) зону ССВ простирания. По направлению к СВ и ЮЗ от Андомских обнажений данная зона нарушений дешифрируется в конфигурации современного рельефа, что подтверждается геофизическими данными и наблюдениями в бассейне р. Онеги, где были отмечены аналогичные структуры в слоях верхнего венда и карбона [19]. В целом данная зона входит в систему субпараллельных нарушений, образующих широкий пояс вдоль контакта венд-фанерозойского чехла и архей-протерозойского фундамента ВЕП (см. рис. 1). Данный пояс часто рассматривается в качестве геофлексуры Полканова, с которой пространственно связаны разновозрастные тектонические, магматические и геоморфологические проявления, расположенные линейно в пределах широкой (более 150 км) полосы [5, 6, 26, 27]. В дальнейшем эту зону будем рас-

сматривать в качестве системы линеаментов Полканова (СЛП).

Поперечный разрез СЛП по сейсмическим данным (профиль МОВ ОГТ ЕВ-1) иллюстрирует относительно пологое ступенчатое погружение поверхности фундамента под чехол Русской плиты (рис. 2). При этом дешифрируются погребенные горсты и грабены, флексуры и сбросы, а также системы клиноформ в осадках чехла, соответствующие отложениям палеосклонов и конусов выноса [31]. Широко развиты листрические сбросы. Многие разрывы достигают современной эрозионной поверхности и отражены в рельефе. Некоторые грабены, проникающие в комплексы фундамента, вверх по восстанию переходят в инверсионные складчато-разрывные структуры и валы, что указывает на полистадийное развитие данных образований в различных динамических условиях (см. рис. 2, 1350 км).

СЛП не имеет четких структурных ограничений и в виде гигантской дуги опоясывает с юга Балтийский щит, отделяя его от Русской плиты. В своем восточном сегменте СЛП занимает ортогональное положение по отношению к главным структурам щита, имеющим СЗ простирание. В районе Онежского озера СЛП пересекается с поперечными ему разрывами Центрально-Карельской зоны сдвига, которые контролируют древние гребневидные складки Онежской мульды и имеют признаки неотектонической активизации [14, 23]. В целом для СЛП отмечаются признаки высокой тектонической активности. К ним относятся повышенная сейсмическая активность [11], наличие компоненты поперечного новейшего сжатия, выявленной по данным GPS наблюдений [7], магматические проявления в рифе и среднем палеозое [1, 8, 26, 27, 30], наличие складчато-разрывных нарушений в осадках чехла [5, 6, 8, 16, 19, 28]. Однако последние часто рассматриваются в связи с гляциотектоническими процессами [5, 6, 9]. Это касается и сложных деформаций в районе Андомской возвышенности.

Геологическое строение

Первые геологические описания Андомских нарушений известны с середины XIX века [10, 25]. В дальнейшем они изучались многими исследователями, но единого мнения о природе этих дислокаций не существует и сейчас. Имеются точки зрения, в которых деформации объясняются ледниковой деятельностью, оползневыми явлениями, приразломной тектоникой либо проявлением куполообразования в связи с грязевыми вулканами [2, 6, 8–10, 25, 28]. Важным доводом сторонников преобладающей гляциодинамической гипотезы являются материалы бурения, на основе которых был сделан вывод о безкорневом характере Андомских нарушений [9]. По данным одной-единственной буровой скважины было отмечено, что

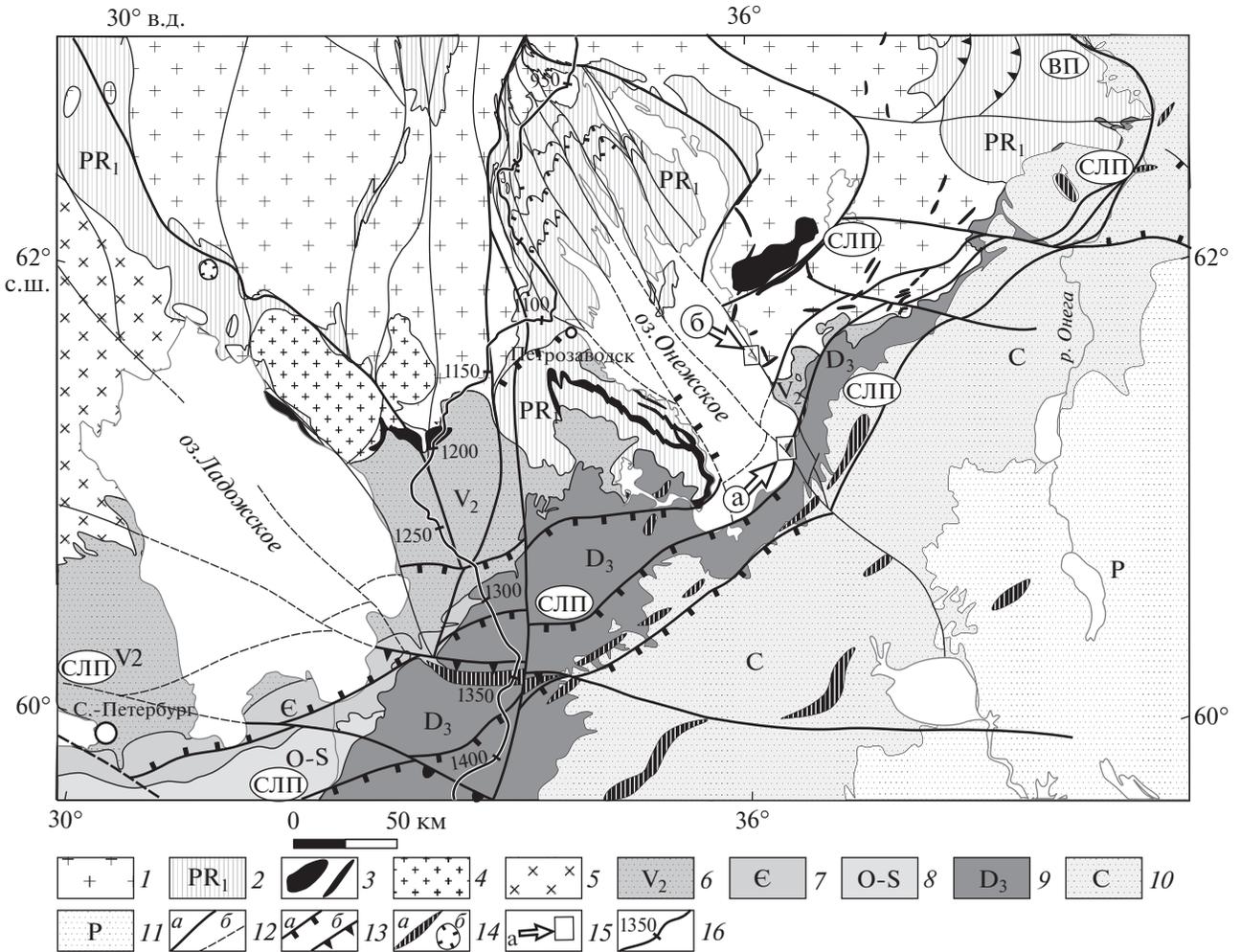


Рис. 1. Геолого-структурная схема юго-восточной окраины Балтийского щита
 1–5 – комплексы кристаллического фундамента: 1 – архейские гранит-зеленокаменные, 2 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные, 3, 4 – интрузивные основного (3) и кислого (граниты рапакиви) (4) состава, 5 – палеопротерозойские комплексы Свекофеннской провинции; 6–11 – осадки чехла Русской плиты: 6 – верхнего венда, 7 – кембрия, 8 – ордовика и силура, 9 – верхнего девона, 10 – карбона, 11 – перми; 12 – преимущественно сдвиговые нарушения: *a* – достоверные *b* – предполагаемые; 13 – сбросы (флексуры) (*a*) и взбросы (*b*); 14 – тектонические валы (*a*) и кольцевые структуры (*b*); 15 – местоположение участков: *a* – Андома, *b* – Бесов Нос; 16 – линия сейсмопрофиля Ев-1. Буквы на схеме: СЛП – система линейментов Полканова, ВП – Ветреный Пояс

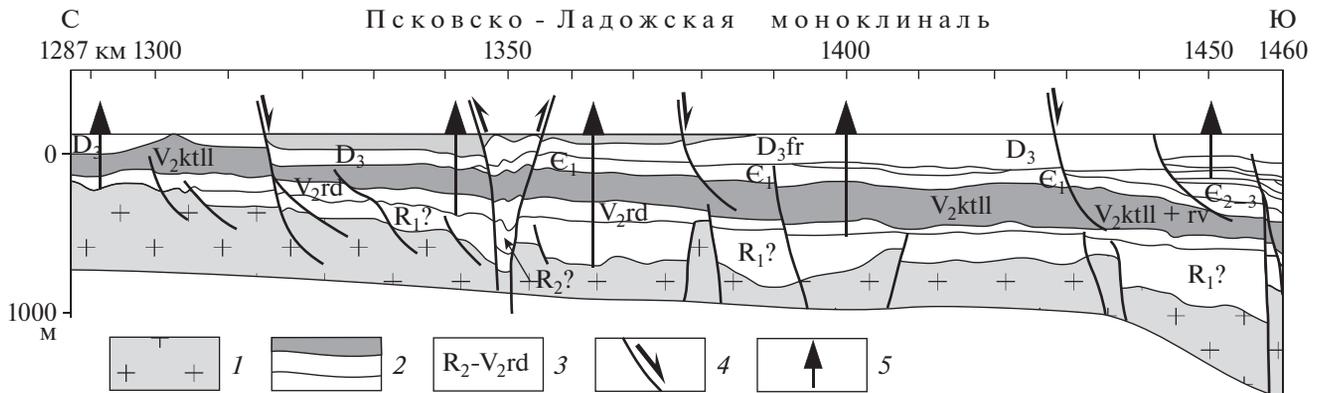


Рис. 2. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Ев-1 [31], с изменениями. Местоположение см. рис. 1
 1 – комплексы кристаллического фундамента; 2 – осадки платформенного чехла; 3 – возраст отложений; 4 – разрывы и направления перемещений по ним; 5 – скважины

под осадками девона здесь залегают недислоцированные отложения венда, которые на глубине 250 м полого перекрывают гранитоиды фундамента [9]. Этот вывод не учитывает характер локализации Андомских нарушений и тот факт, что скважина была пройдена там, где нет заметных деформаций по всему разрезу осадочного чехла (рис. 3).

В плане Андомская гора представляет собой вытянутую в ССВ направлении пологую возвышенность в пределах одноименного мыса Онежского озера. Дислоцированные осадки верхнего девона экспонированы в береговых обрывах в полосе шириной около 2 км и протяженностью до 4 км (см. рис. 3).

Стратифицированные комплексы осадочного чехла

По материалам бурения и доступным обнажениям в районе Андомской горы наблюдается следующий разрез осадочных комплексов (снизу вверх) [9, 28]. В основании залегают отложения верхнего венда, представленные двумя пачками: перекрывающие фундамент песчаники гдовского горизонта (мощность около 70 м) и голубовато-серые глины с тонкими прослоями алевролитов (76 м). Выше с перерывом залегают пестроцветные терригенные отложения франского яруса верхнего девона, в составе которых выделяются три толщи: нижняя красноцветная песчано-глинистая (мощность 15–20 м); средняя глинистая толща, состоящая преимущественно из пятнисто окрашенных красно-коричневых и голубоватых глин с прослоями глинистых песчаников, гравелитов и рыбных брекчий (до 65 м); верхняя толща сложена косослоистыми пестроцветными и слабо сцементированными песчаниками с редкими прослоями бурых глин (до 45 м). Четвертичные отложения образуют маломощный (до 5 м) чехол, перекрывающий с резким угловым несогласием складчатые отложения девона. В основании они представлены лимно-глиняными отложениями (суглинки и пески с переложенным материалом девонских отложений и гальками магматических пород), выше которых залегают морена (суглинки с галькой и валунами кристаллических пород), предположительно соответствующая невиской стадии последнего оледенения [9].

В отложениях верхнего девона Андомской структуры отмечаются признаки наложенной минерализации и флюидной активности [2]. В одних случаях толщу песчаников серой и желтовато-серой окраски пронизывает сложная, иногда паутинообразная, сеть минерализованных (карбонат, окислы железа) трещин. В других случаях наблюдаются мощные (десятки метров) зоны интенсивного ожелезнения осадочных пород, пространственно приуроченных к разломным зонам. При этом породы приобретают вторичную красно-

бурую окраску, в них исчезают первичные текстуры и проявляются различно ориентированные и пересекающиеся системы вторичной полосчатости, подчеркнутой концентрацией окислов железа.

Структура чехла

Структуру Андомских складчато-разрывных нарушений иллюстрируют два геолого-структурных разреза, составленные авторами по линиям береговых обрывов, ограничивающих мыс Андомы с ССВ и ЮЗ. Между разрезами отмечается хорошая корреляция складчатых и разрывных структур, что позволило при помощи дешифрирования космоснимков высокого разрешения составить структурную схему (см. рис. 3). Главный структурный стиль Андомской зоны нарушений определяется системой складчатости, в которой гребневидные сильно сжатые антиклинали со сложным внутренним строением чередуются с пологими, часто корытообразными синклиналями (рис. 4). Центральные части антиклиналей, а иногда и их крылья осложнены зонами интенсивной структурно-вещественной переработки пород, в которых первичная слоистость имеет субвертикальное залегание и часто полностью затухает развитием вторичной расслоенности и сланцеватости, ориентированных субпараллельно осевым плоскостям антиклиналей. Здесь также развиты многочисленные крутопадающие и веерообразные системы взбросо-сдвигов и сдвигонадвигов, часто образующих пальмовые структуры – индикаторы транспрессии (по [24, 37]) (рис. 5А, 6). Встречаются мелкие и крупные изоклинальные, пережатые и диапироподобные складки течения (см. рис. 5А). Общий стиль деформаций внутри гребневидных антиклиналей показывает их связь с зонами сдвигового течения, в которых совмещаются явления вертикального выжимания пластичных песчано-глинистых пород к поверхности со сдвиговыми перемещениями (см. ниже).

Зоны сдвигового течения контролируют морфологию гребневидных антиклиналей и смежных с ними крыльев корытообразных синклиналей, в ядрах которых деформации значительно снижаются (см. рис. 5Б). Их ширина часто превышает 100 м. Плоскости этих крутопадающих нарушений, так же как и осевые поверхности складок, часто образуют дивергентные системы (см. рис. 4). Зоны сдвигового течения имеют преимущественно ССВ простирание; реже встречаются менее развитые по интенсивности деформаций зоны СЗ ориентировки (см. рис. 3). Обособлены также малоамплитудные сбросо-сдвиги субширотной ориентировки (см. рис. 3, 4).

Рассмотренный стиль гребневидной складчатости доминирует в СЗ и центральной части Андомского мыса. По направлению к ЮВ, где интенсивность деформаций снижается, антиклинали

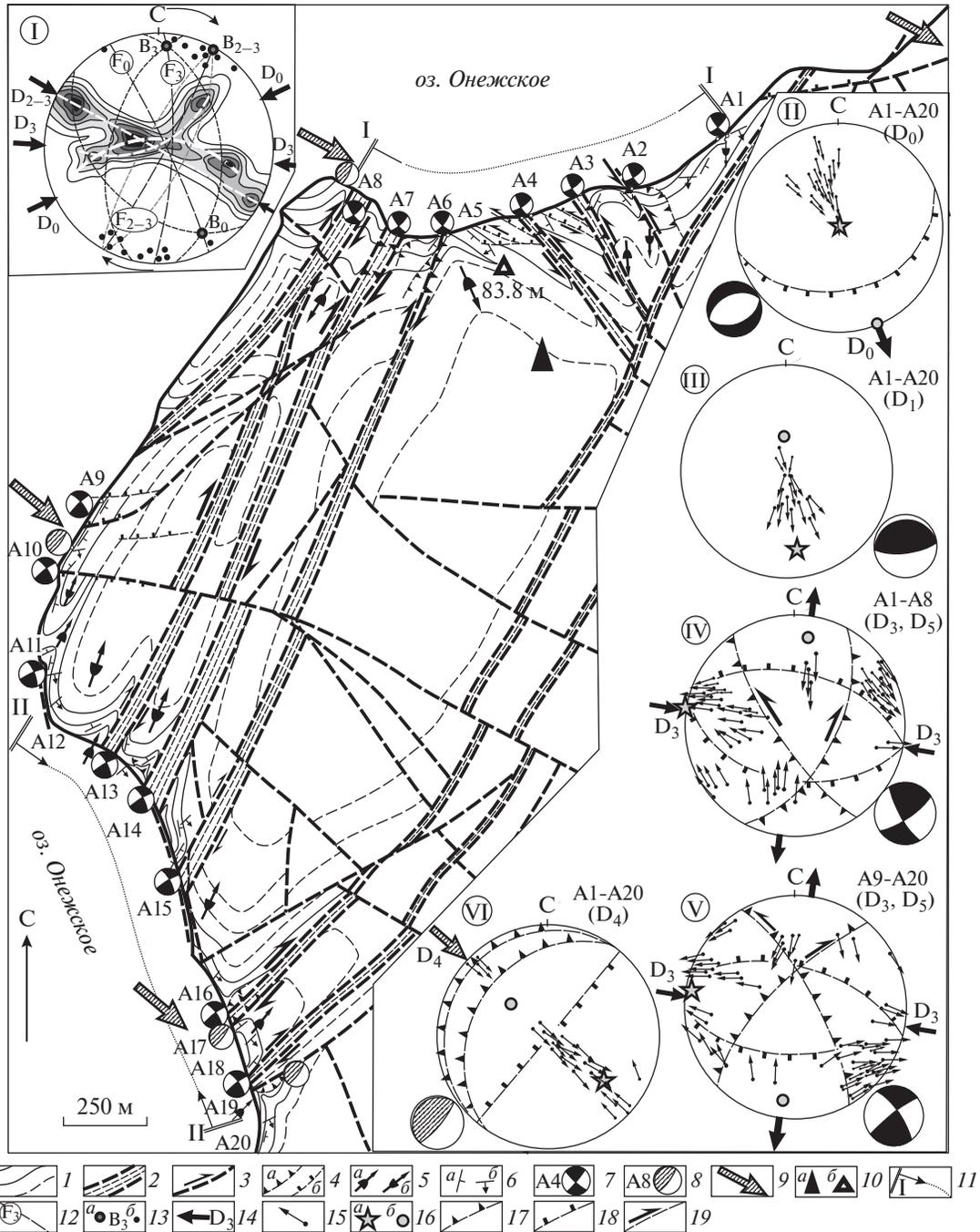


Рис. 3. Структурная схема Андомского мыса. Равноплощадные стереографические проекции (здесь и далее нижняя полусфера): I – полюсов слоистости ($n = 234$, изолинии – 1, 2, 3, 4, 6, 8%), II–VI – полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D_0 (II), D_1 (III), D_3 и D_5 (IV – пикеты A1–A8, V – пикеты A9–A20) и гляциодислокаций D_4 (VI)

1 – структурные линии слоистости; 2 – зоны сдвигового течения; 3 – разрывы и направления сдвиговых перемещений; 4 – взбросы и надвиги (а), сбросы (б); 5 – шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 – элементы залегания слоистости (а) и косо́й сло́йчатости (б); 7, 8 – номера пикетов и ориентировка палеонапряжений (темное – квадрант растяжения, белое – квадрант сжатия), выявленных по структурам тектонического (этапы D_3 и D_5) (7) и гляциодинамического (этап D_4) (8) генезиса; 9 – направление движения ледника; 10 – местоположение скважины (а) и вершины горы Адома (б); 11 – линии, параллельные береговым разрезам I–I и II–II на рис. 4; 12–16 – структурные элементы на стереографических проекциях: 12 – осевые плоскости складок разных генераций ($F_0–F_3$), 13 – шарниры складок ($B_1–B_3$), найденные геометрически (а) и по замерам в обнажениях (б), 14 – проекции главных осей деформации на горизонтальную плоскость для этапов $D_0–D_5$, 15 – полюса плоскостей разрывов и векторы перемещений висячего крыла, 16 – положение главных осей палеонапряжений: а – сжатия, б – растяжения; 17–19 – усредненные позиции плоскостей нарушений на стереограммах: 17 – взбросов и надвигов, 18 – сбросов, 19 – сдвигов

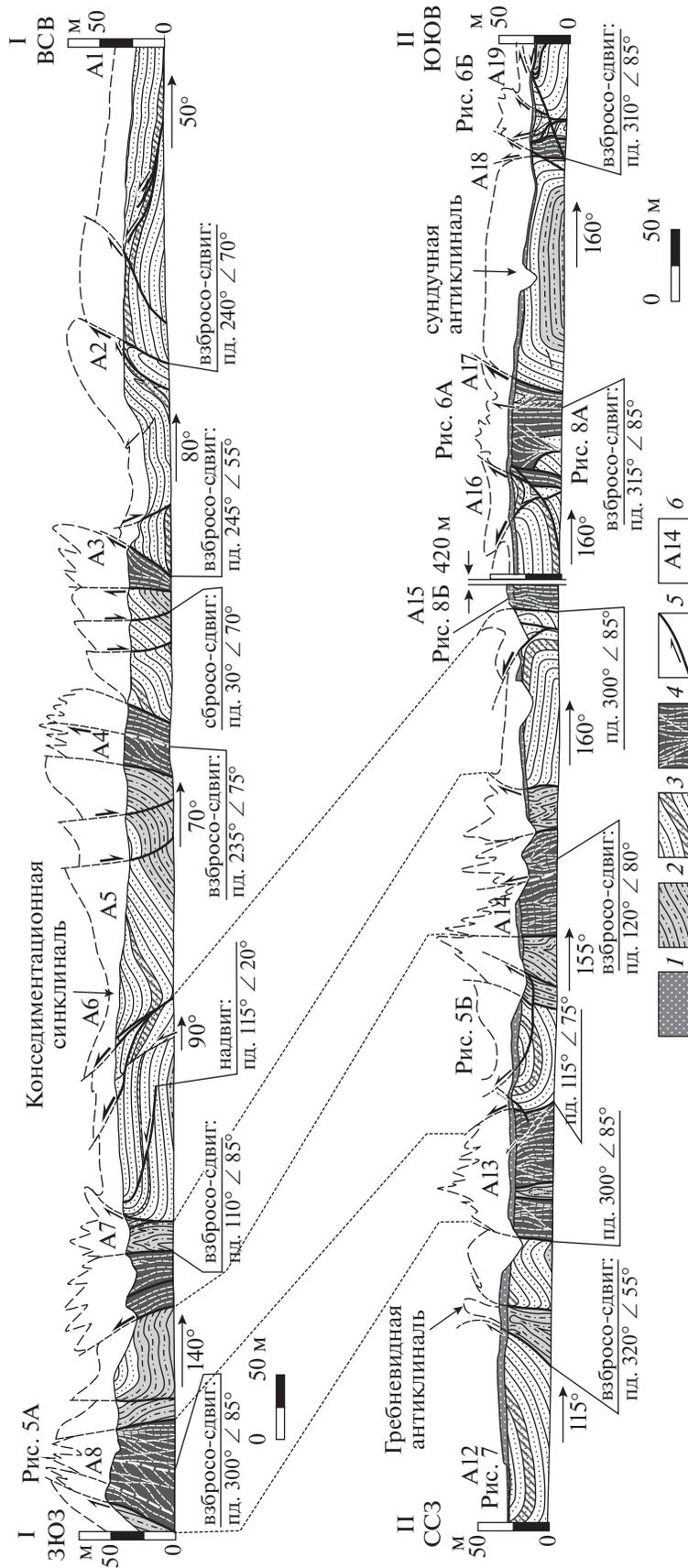


Рис. 4. Геолого-структурные разрезы вдоль береговых линий Андомского мыса (местоположение см. рис. 3)
 1 – четвертичные ледниковые отложения; 2, 3 – осадки верхнего ледона; 2 – нижняя песчано-глинистая и средняя глинистая толщи, 3 – верхняя песчаная толща;
 4 – зоны сдвигового течения; 5 – направления перемещений; 6 – номера пикетов

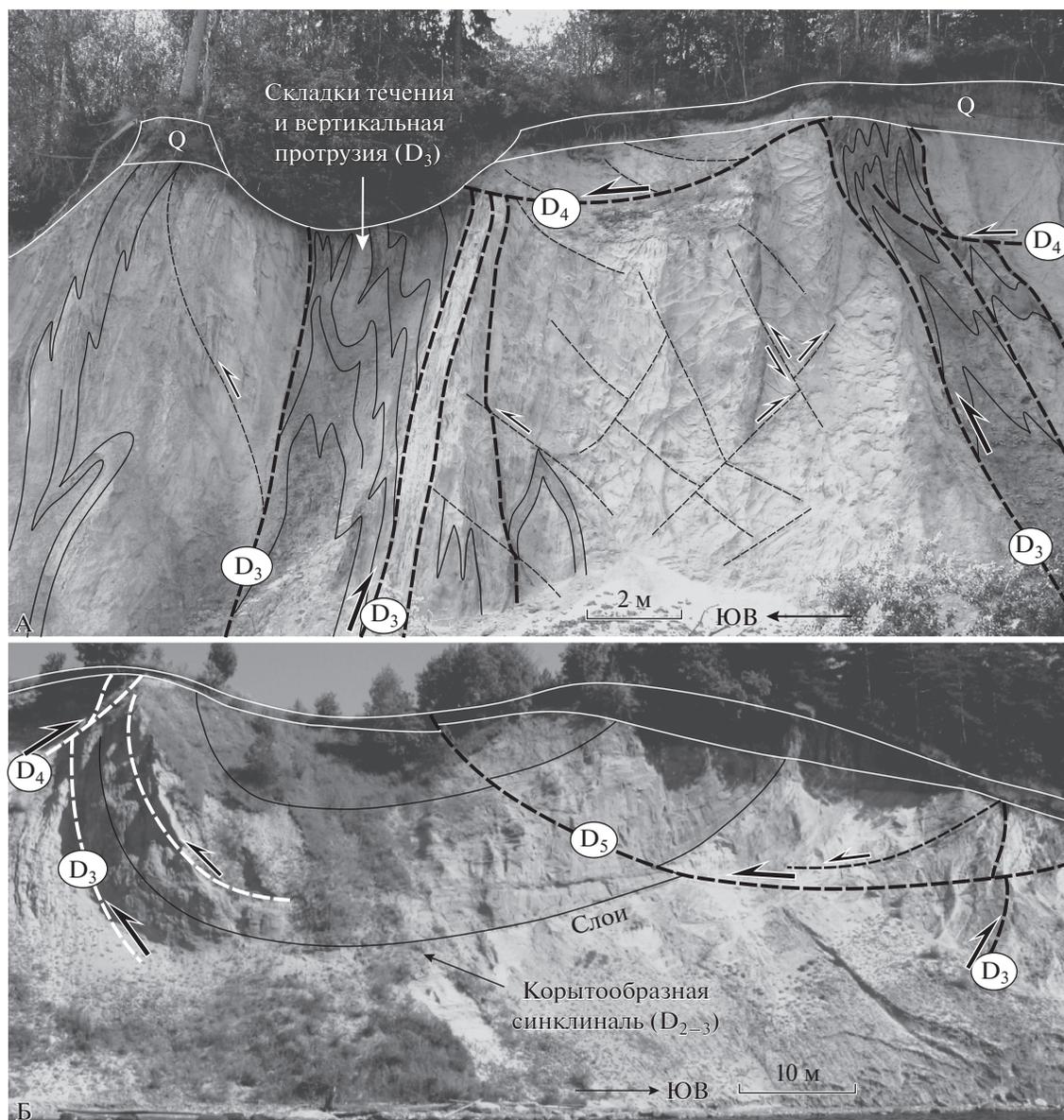


Рис. 5. Фотографии структур в районе горы Андома, иллюстрирующие морфологию и соотношения структурных парагенезов разных генераций (D_3 – D_5): А – строение зоны свдигового течения, Б – корытообразная синклираль

имеют сундучную морфологию, а их крутопадающие крылья осложняют зоны свдигового течения (см. рис. 4; разрез II-II, пикеты А16–А19). При этом в пределах последних развиты пальмовые структуры, но вертикального выжимания песчано-глинистых пород нижних уровней разреза здесь не наблюдается (рис. 6). Такая ситуация, возможно, отражает начальные стадии зарождения гребневидных антиклиналей, развитию которых предшествовала сундучная складчатость.

Геометрический анализ складчатости

Геометрический анализ элементов залегания слоистости в пределах Андомской структуры показывает наличие трех систем складок. Полюса

слоистости на стереограмме образуют три пояса (см. рис. 3, I). Один из них соответствует дуге большого круга и характеризует складки ССВ простирания (F_{2-3}). Картографически они соответствуют корытообразным синклиналиям, сундучным и гребневидным антиклиналям, конформных простиранию главных зон свдигового течения. Второй пояс следует малодуговой траектории и сопоставим с коническими субмеридиональными складками (F_3), которые ориентированы косо по отношению к зонам свдигового течения ССВ и СЗ ориентировки. Коническая морфология и диагональная ориентировка этих структур указывают на их генетическую связь с зонами свдигового течения. Шарниры мелких складок, заме-

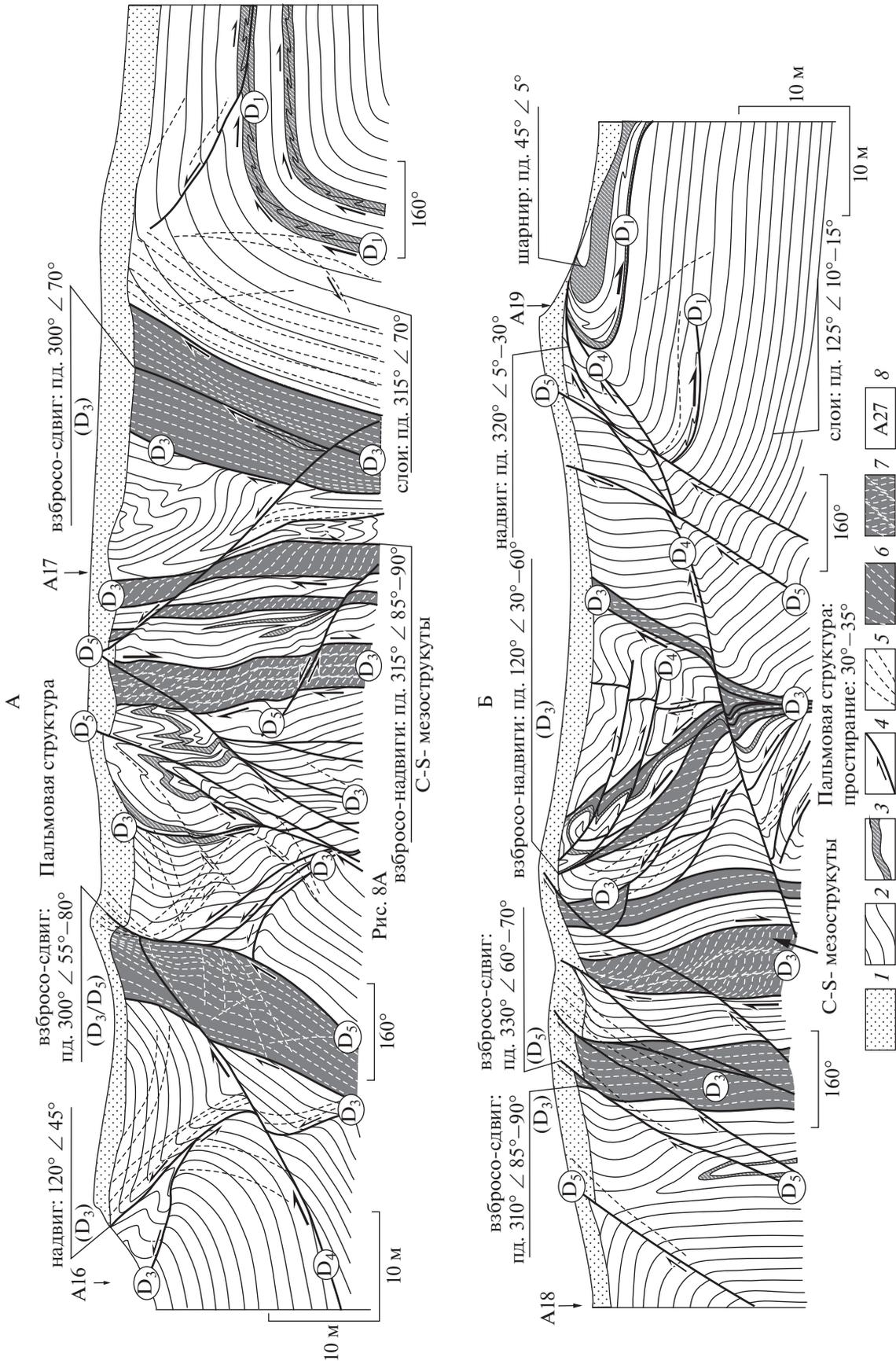


Рис. 6. Геолого-структурные разрезы, иллюстрирующие строение транспрессионных зон сдвигового течения и соотношения структурных парагенезов разных генераций (D₃-D₅) (местоположение см. рис. 4)
 1 – четвертичные ледниковые отложения; 2, 3 – песчаники (2) и глины (3) верхнего девона; 4 – разрывы и направления смещений; 5 – сколы; 6 – зоны интенсивного расщепления; 7 – мега- и мезоструктуры типа С-S; 8 – номера пикетов

ренные в обнажениях, распределяются на стереограмме между геометрически найденными шарнирами складчатых систем меридиональной и ССВ ориентировки. Это, вероятно, связано с явлениями вращения структур по часовой стрелке в направлении к главным плоскостям сдвигового течения ССВ простирания (см. рис. 3, I). Третий малодуговой пояс полюсов слоистости характеризует конические складки СЗ простирания (F_0). Соответствующие замеры были получены в основном в области развития крупной синклинали, в крыльях которой отмечается выклинивание слоев, а ее амплитуда значительно уменьшается вверх по разрезу (см. рис. 4; разрез I-I, пикеты А5–А6). Предполагается, что это характеризует раннюю отчасти погребенную конседиментационную структуру (F_0), которая, возможно, продолжала развиваться и на более поздних этапах деформации.

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Осадочный чехол

Вдоль линий разрезов на берегах Андомского мыса были проведены детальные структурные исследования с изучением ориентировки различных мезоструктур — кинематических индикаторов (С-S-структуры, штрихи зеркал скольжения, структуры вращения, асимметричные складки и др.). Было выявлено пять групп структурных парагенезов и соответствующих им этапов деформаций. Критериями для их выделения являлись кинематическая согласованность структур, характер пересечения и наложения нарушений, отражающие последовательность их развития, особенности проявления структур в осадках девона и четвертичных образованиях (см. рис. 5, 6).

Инициальный этап деформаций (D_0). Наиболее ранние структуры представлены конседиментационными малоамплитудными сбросами, связанными с ними осадочными брекчиями и субслойнными срывами, а также внутрислоевыми асимметричными лежащими мезоскладками (амплитуда до 1 м) подводного оползания. Вероятно, к этому парагенезу относится упомянутая выше синклиналь СЗ простирания, с которой связано закономерное изменение мощностей заполняющих ее осадков (см. рис. 4; разрез I-I). Все эти структуры надежно идентифицируются на участках пологого залегания слоев, в зонах сдвигового течения они затушеваны наложенными деформациями.

Наиболее распространены мезосбросы с амплитудами смещений до 1 м, которые смещают некоторую группу нижних слоев и разрывом перекрывают вышележащими осадками (рис. 7А). Сбросы, как правило, имеют листрическую морфологию, выходящаяся вниз по падению и сливаются с поверхностями субслоинового срыва. В вертикальном разрезе сбросы обычно образуют

каскадные системы расположенных друг над другом коротких сместителей, указывающих на периодическое конседиментационное возобновление сбрасывания вдоль локализованных крутопадающих зон (см. рис. 7А, 7Б). Вдоль этих нарушений часто развиты шлейфы осадочных брекчий, что указывает на существование подводных палеоуступов, контролируемых сбросами (см. рис. 7Б). Заметных микроструктурных преобразований (сланцеватость, катаклаз и др.) вдоль сбросов и связанных с ними послонных срывов не отмечается, что свидетельствует о развитии деформаций в неконсолидированных осадках. Индикаторами перемещений при этом являются пликативные структуры, вероятно, связанные с пластичным течением обводненных песчаных и глинистых пород.

Геометрический анализ кинематических данных на участках субгоризонтального залегания слоев показывает, что плоскости сбросов падают к ЮЮВ, и сбрасывание проявлялось в том же направлении в условиях деформационного режима сбросового типа (горизонтальное растяжение в направлении ССЗ — ЮЮВ) (см. рис. 3, II). Вергентность складок подводного оползания и наклон косякой слойчатости песчаников указывают на то, что палеосклон Балтийского выступа погружался в том же направлении к ЮЮВ. Данный парагенез структур формировался во франское время.

Первый этап деформаций (D_1). Парагенез этого этапа представлен ансамблем структур моновергентного субслоинового срыва и течения. Обычно эти структуры локализованы в глинистых прослоях и вдоль контактов слоев разной вязкости. Среди них наиболее распространены субслоинные срывы и надвиги, приводящие местами к сдвиганию слоев, асимметричные будинаж-структуры, мелкие асимметричные складки и плейчатость, а также сланцеватость с С-S-структурами в глинистых слоях (см. рис. 7А, 7Б). Данные структуры срезают ранние конседиментационные нарушения и вместе со слоистостью осложнены более поздней складчатостью (см. рис. 6, 7А).

Для кинематического анализа субслоинных смещений использовались структуры, развитые на участках пологого залегания слоев. Полученные данные показывают, что в результате субслоинового скольжения в условиях надвигового деформационного режима верхние слои разреза испытывали смещение по отношению к нижележащим слоям преимущественно к югу (см. рис. 3, III).

Второй этап деформаций (D_2). На мезоструктурном уровне парагенез структур данного этапа достоверно не идентифицирован. Поводом его выделения является наличие рассмотренных выше сундучных антиклиналей на ЮВ фланге Андомской структуры (см. рис. 3, 4). Эти складки характеризуются небольшой амплитудой (10–20 м) и имеют крутые нарушенные разрывами крылья.

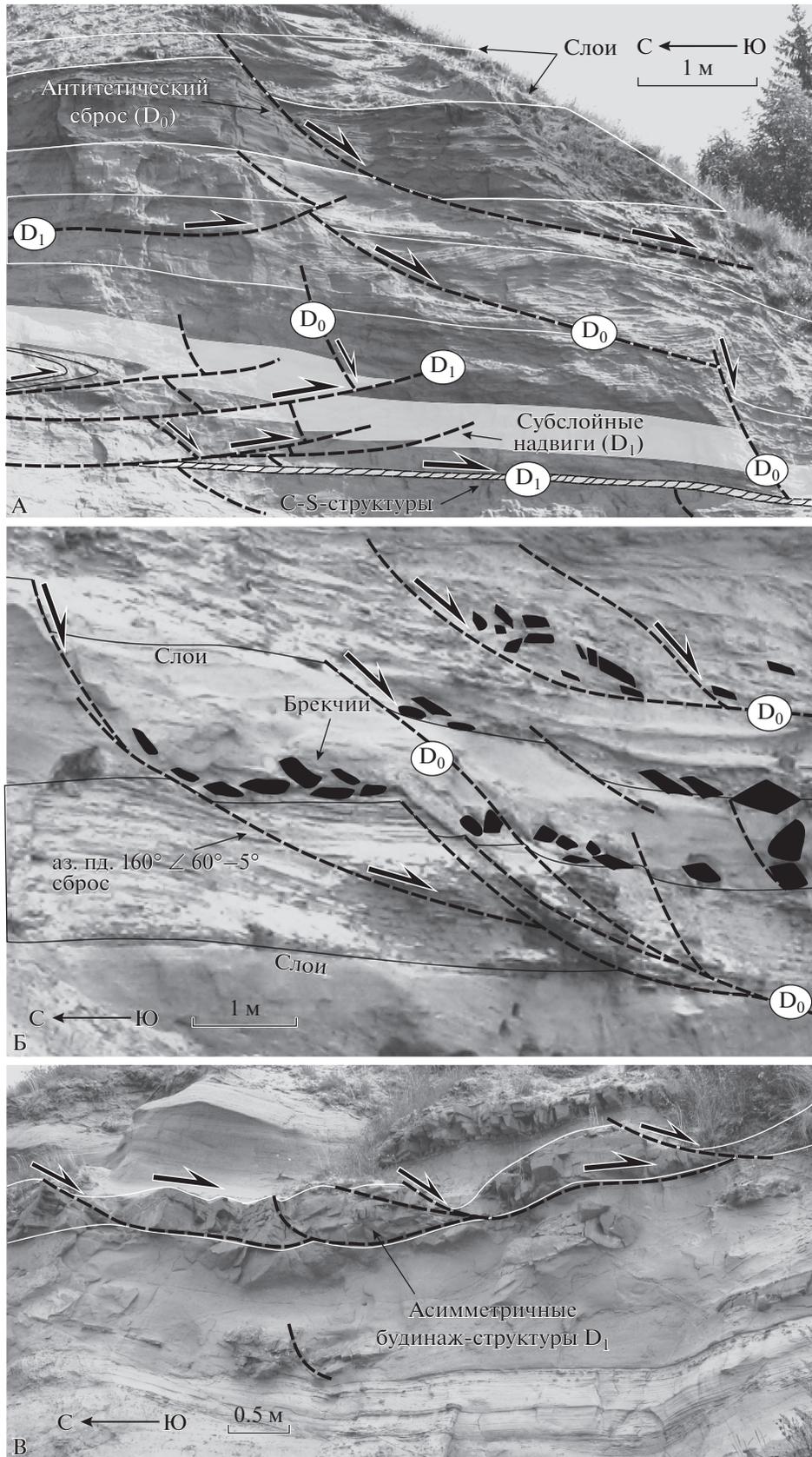


Рис. 7. Фотографии структур в районе горы Андома, иллюстрирующие морфологию и соотношения конседиментационных сбросов (D₀) со структурами субслойного срыва и скольжения (D₁) (пояснения см. текст)

Третий этап деформаций (D_3). Структуры этой генерации являются главными элементами тектоники Андомы. Мезоструктуры данного парагенеза генетически связаны с развитием структур более высокого ранга — гребневидных антиклиналей и транспрессионных зон сдвигового течения. В пределах последних деформации проявляются с высокой интенсивностью, что часто приводит к полной структурно-вещественной перестройке первичных пород. Новообразованные тектониты в таких зонах имеют сложные линзовидные, полосчатые, плейчатые, флюидалные и хаотично-меланжевые текстуры. Слои глин рассланцованы, часто образуют будины и фрагменты оторванных замков складок, заключенные в песчано-глинистый матрикс. В глинистых горизонтах развиты дисгармоничные складки течения с изоклиальной, пережатой и диапироподобной морфологией (см. рис. 5А). Смежные слои песчаного состава разбиты сложной системой разрывов, которые нередко образуют дивергентные веерные системы и пальмовые структуры (рис. 5А, 6, 8). Также распространены крутопадающие пластины, ограниченные разрывами, внутри которых развиты вторичная полосчатость и сланцеватость. Эти плоскостные структуры ориентированы параллельно либо под углом к тектоническим ограничениям пластин и, в последнем случае, они образуют крупные С-S-мезоструктуры (см. рис. 6, 8Б).

В кинематическом отношении рассматриваемый структурный парагенез представлен левыми и правыми взбросо-сдвигами, дивергентными сдвиго-надвигами, подчиненную роль играют сдвиго-сбросы. Взбросо-сдвиги с правой (ССВ простираение) и левой (СЗ простираение) кинематикой взаимопересекаются и, вероятно, образуют единую систему, которая фиксируется картографически и на уровне обнажений (см. рис. 3). Большая часть этих нарушений сосредоточена в пределах зон сдвигового течения, но также они местами проникают и в слабо дислоцированные ядра синклиналей.

Изучение кинематических индикаторов (зеркал скольжения, С-S-структур, приразрывных складок и смещений) показывает, что данный парагенез структур формировался в обстановке взбросо-сдвигового деформационного режима и преобладающего сжатия по линии ЗСЗ—ВЮВ, направленного косо по отношению к зонам сдвигового течения ССВ и СЗ ориентировки (см. рис. 3, IV, V). Это отмечается для разрезов СВ и ЮЗ бортов Андомского мыса, результаты статистической обработки которых различаются лишь величиной наклона средней оси деформаций (Y). Последнее может быть связано с современным воздыманием горы Андома. В аналогичных динамических условиях формировались субмеридиональные складки (F_3), которые выступают в роли диагональных присдвиговых структур по отношению к зонам

сдвигового течения (см. рис. 3, I). Как было отмечено выше, в процессе прогрессивного развития деформаций имела место тенденция вращения этих структур по часовой стрелке к плоскостям главных правосдвиговых зон ССВ простираения. Структуры данного парагенеза срезаются поверхностью размыва в основании четвертичных ледниковых отложений, что обозначает верхний возрастной рубеж проявления данного этапа деформаций.

Четвертый этап деформаций (D_4). Структуры данной генерации представлены преимущественно пологими надвигами и связанными с ними небольшими складками и изгибами слоев. Эти надвиги секут все более ранние нарушения, имеют небольшие (до первых метров) амплитуды смещений, которые плавно затухают вниз по падению сместителей (см. рис. 6). Надвиги этой системы с размывом перекрыты позднеледниковыми отложениями. При этом в подошве последних в виде линз нередко развиты субгоризонтальные надвиги и чешуи, лишь отчасти конформные четвертичному чехлу (см. рис. 5А). В аналогичной позиции часто наблюдаются небольшие изгибы и заваливание крутопадающих слоев (и плоскостей ранних нарушений), что, очевидно, связано с подворотом слоистости в лежащем крыле пологих надвигов, уничтоженных эрозией.

Все эти структуры имеют выдержанную кинематику: формировались в условиях надвигового деформационного режима при надвигании к ЮВ (см. рис. 3, VI). Их развитие, вероятно, было связано с односторонним давлением с СЗ в результате перемещений некоторого гипотетического аллохтона, уничтоженного экзогенными процессами.

Пятый этап деформаций (D_5). Данный ряд структур представлен малоамплитудными (до 1 м) взбросо-сдвигами, реже надвигами. Чаще они развиты конформно структурам третьего этапа деформаций, но нередко секут их под разными углами (см. рис. 6, 8Б). Эти нарушения проникают в четвертичные моренные отложения, формируют уступы и карманы в их подошве и, очевидно, связаны с постледниковой неотектоникой. В отличие от структур D_3 они проявлены локально в пределах зон сдвигового течения, что указывает на новейшую активизацию последних. Кинематически они почти полностью идентичны структурам третьей генерации и отличаются от них тем, что часто секут их и дислоцируют ледниковые отложения.

Докембрийский фундамент

Структурные ансамбли кристаллического фундамента изучались в пределах западного (Онежская палеопротерозойская мульда) и восточного (архейские гранитогнейсы и протерозойские интрузии) бортов Онежского озера. В целом здесь

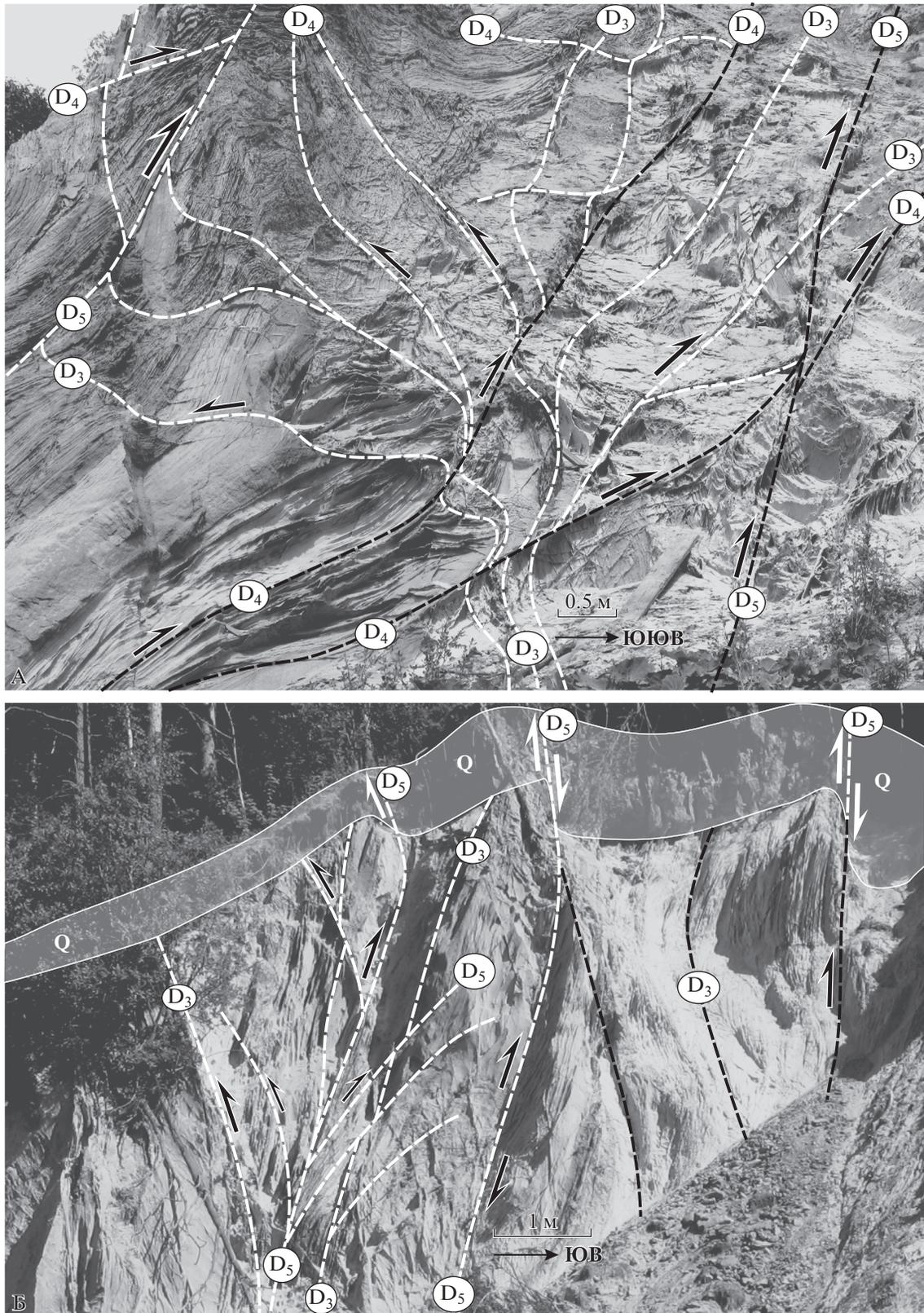


Рис. 8. Фотографии структур в районе горы Андома, иллюстрирующие строение зон сдвигового течения и соотношения структурных парагенезов разных генераций (D_3 – D_5) между собой (А, Б) и с четвертичными ледниковыми отложениями (Б)

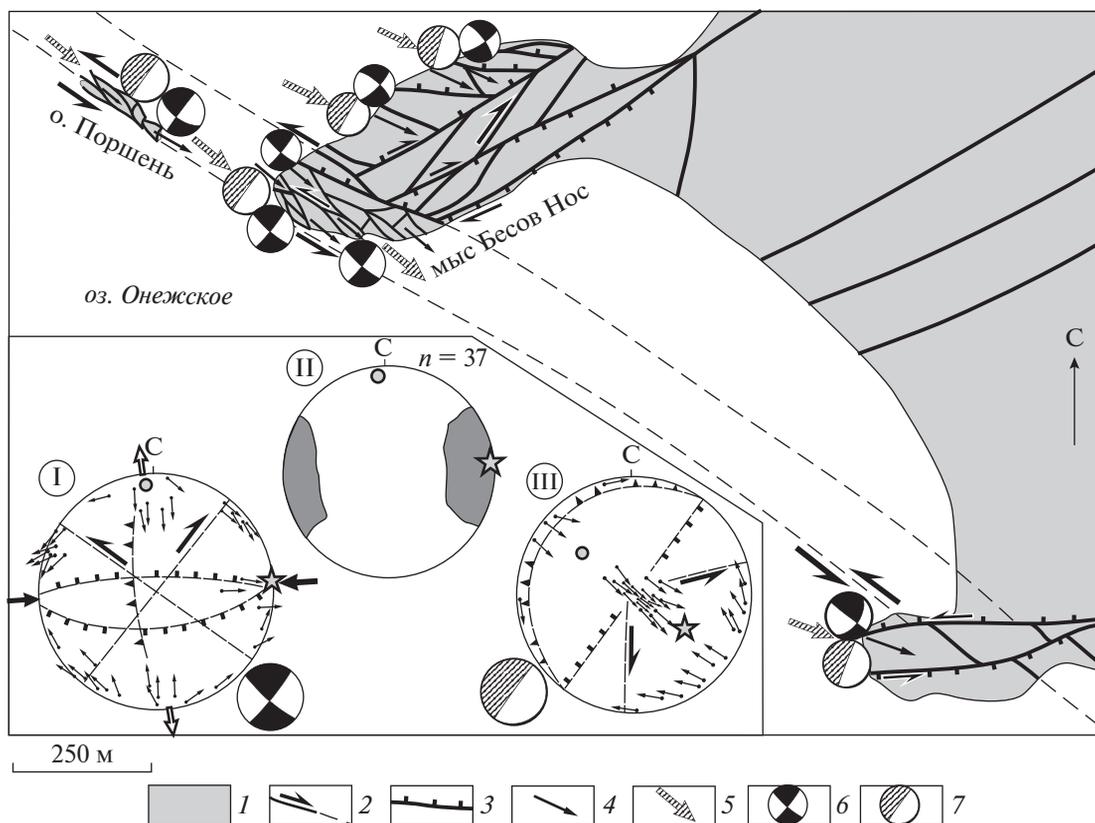


Рис. 9. Структурная схема района мыса Бесов Нос. Стереографические проекции: I, III – полюсов разрывов с векторами перемещения висячего крыла для тектонических (I) и гляциодинамических (III) структур, поле рассеивания осей сжатия ($n = 37$) для тектонических структур (II). Условные обозначения для стереограмм см. рис. 3
1 – архейские гранито-гнейсы и эндербиты; 2 – взбросо-сдвиги и сдвиги; 3 – сбросы; 4 – ориентировка ледниковых штрихов скольжения; 5 – направление движения ледника; 6, 7 – ориентировка палеонапряжений (заливка – квадрант растяжения, белое – квадрант сжатия), выявленных по структурам тектонического (6) и гляциодинамического (7) генезиса

отмечается преобладающее развитие разрывов и зон трещиноватости, имеющих СЗ (ССЗ) и СВ (ССВ) ориентировку, аналогичную позиции систем нарушений Андомской структуры (см. рис. 1). Эти структуры в основном заложены в палеопротерозое и развивались полистадийно, имея преимущественно сдвиговую компоненту перемещений [14, 23]. Они часто залечены дайками основного состава и к ним привязаны центры палеопротерозойской вулканической деятельности [27]. Сдвиги СЗ простираются пронизывают вулканогенно-осадочные комплексы палеопротерозоя Онежской мульды и контролируют гребневидные антиклинали [14, 23], т.е. древний стиль складчатости, удивительно сходный с таковым структурного ансамбля в осадках девона Андомской горы.

В рамках этой статьи рассмотрим строение небольшого участка в районе мыса Бесов Нос, расположенного в 45 км к ССВ от Андомской структуры (см. рис. 1). Восточный берег Онежского озера здесь сложен архейскими гранито-гнейсами и эндербитами, нарушенными разрывами СЗ, СВ

и субширотной ориентировки (рис. 9). Нарушения представлены в основном зонами трещиноватости и разлинзования, отпрепарированными ледником, следы деятельности которого сохранились в виде бараньих лбов и полированных поверхностей. В обнажениях отмечаются хрупко-пластические зонки бластомилонитов и трещины, залеченные жилами пегматоидов и эпидот-хлоритовой минерализацией, предположительно свекофеннского возраста, а также многочисленные относительно “свежие” сколы и зияющие отрывы без вещественных преобразований. Последние в целом конформны минерализованным нарушениям и нередко подновляют их в результате более позднего хрупкого разрушения. Среди этих структур отмечено три группы трещин: 1) срезанные и отполированные поверхностью скольжения ледника структуры; 2) малопротяженные трещины, связанные с морфологией бараньих лбов; 3) относительно редкие и малоамплитудные сколы, смещающие ледниковые штрихи скольжения и нарушающие гляциоморфоструктуры. Первая и третья группы трещин рассматривались как тектонические структуры, так как они имеют зако-

номерные структурные и кинематические признаки (см. ниже).

Тектонический парагенез структур. Данный парагенез включает трещины и небольшие разрывы, которые образуют линейные и протяженные системы и глубоко проникают в кристаллическое основание. По отношению к позиции линзовидных в плане бараньих лбов они имеют секущее и конформное развитие. Последнее характерно для сколовых зон СЗ ориентировки, образующих углубления в рельефе и обрамляющих линзовидные острова (бараньи лбы) в результате выпихивания ледником (см. рис. 9).

Системы сколов СВ простирания являются преимущественно правосторонними, а СЗ ориентировки – левосторонними (см. рис. 9, I). Субширотную позицию занимают сбросо-сдвиги и отрывы, а субмеридиональную – взбросо-сдвиги. Ориентировки осей максимального сжатия, при которых образовалась эта совокупность структур, образуют обширное поле рассеивания с горизонтальным субширотным максимумом ($86^\circ/2^\circ$) (см. рис. 9, II). Такое пространственное рассеивание осей палеонапряжений, вероятно, указывает на полистадийный характер развития систем трещиноватости при изменении условий деформации. В целом же можно отметить, что весь рассматриваемый парагенез структур формировался в условиях сдвигового деформационного режима при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении (см. рис. 9, I).

Гляциодинамический парагенез структур. На рассматриваемом участке данный парагенез структур наиболее достоверно идентифицируется в связи с морфологическими особенностями широко распространенных бараньих лбов. В плане они имеют линзовидные и серповидные очертания, группируются в цепочки валов, вытянутые продольно к движению ледника, и, наоборот, сливаются в поперечные барьеры, прижатых друг к другу крыльями отдельных бараньих лбов (рис. 10). Размеры этих морфоструктур варьируют от первых до нескольких десятков метров. В продольном разрезе бараньи лбы имеют закономерное строение. Обособлены отполированные ледником сегменты фронтальной нагрузки и тыловые области разгрузки и разрушения бараньего лба (см. рис. 10А–В). Во фронтальных частях хорошо выражены отполированные поверхности с бороздами скольжения и следами качения валунов, образующими шевроноподобные мелкие выемки, а также пологие сколы с надвиговой кинематикой. Реже встречаются короткие просечки сбросо-раздвигов и сдвиго-сбросов. В тыловых областях разгрузки развиты сбросо-раздвиги, миниграбены и сбросо-сдвиги, которые часто контролируют ниши выколотых глыб и блоков. Такие участки, сохраняющие в целом монолитность массива пород, по направлению движения ледника плавно переходят в шлейфы перемещенных глыб (см.

рис. 10В). В плане нарушения тыловых сегментов бараньих лбов часто образуют циркообразные фестончатые системы, в вершинах которых размещаются сбросо-раздвиги, а в крыльях – сопряженные левые и правые сбросо-сдвиги, совокупное проявление которых обуславливает горизонтальное смещение блоков вплоть до их полного выкалывания и переноса ледником (см. рис. 10В, Г). В вертикальном разрезе глубины проникания всех рассмотренных структур в кристаллическое основание не превышают первых метров, что подтверждается наблюдениями в карьерах на смежных участках.

Рассмотренный структурный парагенез является идеальным для кинематических реконструкций. Главными его элементами являются отполированные поверхности скольжения ледника и подстилающие их пологие надвиговые нарушения, образующие чешуйчатость. По сути, эти структуры образуют обнаженную на больших площадях поверхность надвигания ледникового аллохтона. В некоторых обнажениях на этой поверхности отмечается до трех пересекающихся систем борозд скольжения (разные этапы оледенения), но их ориентировки различаются не более чем на 10° – 15° . В целом индикаторы перемещений (борозды скольжения и др.) ледникового покрова на данном участке имеют весьма выдержанный характер и указывают на направление транспорта с СЗ на ЮВ (преимущественно 130°). Статистический анализ всех рассмотренных выше гляциодинамических структур показывает, что они формировались в условиях надвигового деформационного режима (см. рис. 9, III).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение структурных парагенезов в породах кристаллического фундамента позволило достоверно выявить тектонические и гляциодинамические компоненты деформаций. Вполне очевидно, что структуры, контролирующие особенности строения бараньих лбов и ледникового ложа, имеют генетическую связь с гляциотектоническими процессами (см. рис. 10). Они образуют закономерные ориентированные и организованные системы нарушений, которые в целом отражают устойчивую кинематическую тенденцию горизонтального перемещения к ЮВ в условиях надвигового режима деформации (см. рис. 9, III). В аналогичных кинематических условиях развивались надвиговые структуры четвертого этапа деформаций Андомской возвышенности (см. рис. 3, VI). Такие корреляционные связи между структурами фундамента и чехла позволяют полагать, что надвиги D_4 в осадках девона имеют гляциотектоническое происхождение.

В породах фундамента были выявлены признаки ремобилизации древних, предположительно свекофенских хрупко-пластических наруше-

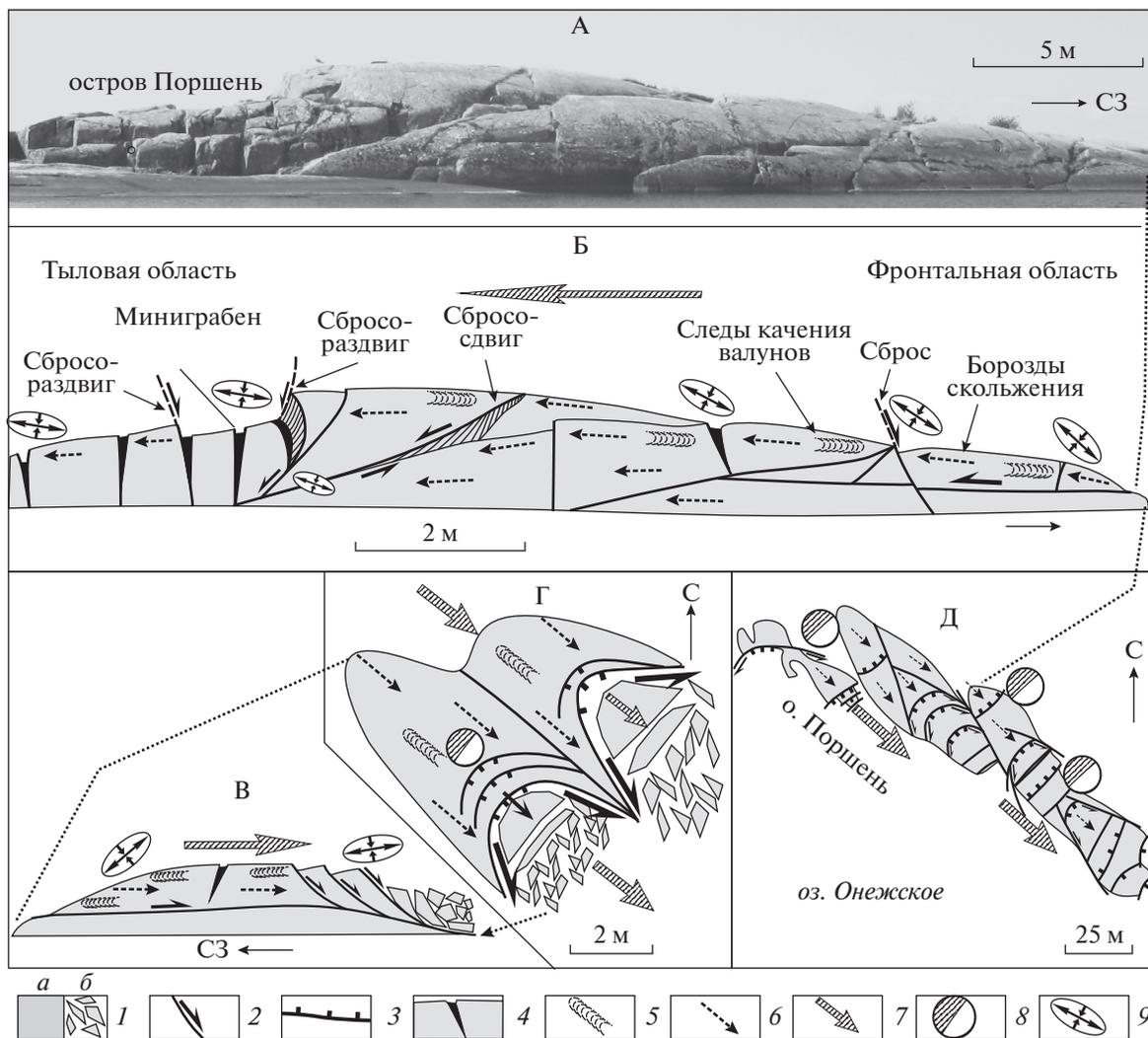


Рис. 10. Схемы строения барных лбов в продольном разрезе (А, Б, В), в плане (Г, Д)
 1 – коренные выходы (а) и глыбовые развалы (б) гранито-гнейсов и эндербитов; 2 – разрывы и направления смещений; 3 – сбросы; 4 – отрывы; 5 – шевронные гляциоструктуры; 6 – ледниковые штрихи скольжения; 7 – направления перемещения ледника; 8, 9 – ориентировка гляциодинамических палеонапряжений: 8 – в плане, 9 – в разрезе

ний в результате хрупких повторных деформаций (см. выше). Связанные с этим явлением системы трещин и мелких разрывов не обнаруживают связи с гляциоструктурами и, в отличие от них, формировались в условиях сдвигового режима деформаций (см. рис. 9, I). Их пространственная ориентировка и кинематические параметры во многом сходны со взбросо-сдвиговыми транспрессионными нарушениями главного (D_3) и позднего (D_5) этапов развития Андомской структуры (см. рис. 3, IV, V). Это позволяет предполагать, что между активизированными нарушениями фундамента и новообразованными структурами чехла (D_3 , D_5) существует корреляционная, динамическая и, вероятно, генетическая связь.

В отложениях чехла Андомской возвышенности был выявлен ряд структурных парагенезов,

формировавшихся в различных динамических условиях и в определенной последовательности, которая была обоснована характером наложения (суперпозицией) структур и их соотношениями со стратиграфическими комплексами. Однако в природе существуют деформационные ячейки, в которых одновременно проявляются различные режимы деформации, а их прогрессивное развитие нередко приводит к суперпозиции субсинхронных структур. Одним из примеров таких систем являются структуры гравитационного оползания, детальному обзору и анализу которых посвящена работа Дж.Я. Алсопа и Ш. Марко [34]. На основе материалов этих авторов и наших наблюдений для сравнительного анализа была составлена идеализированная модель, характеризующая основные элементы тектоники оползневых структур (рис. 11). В их строении обособлены две

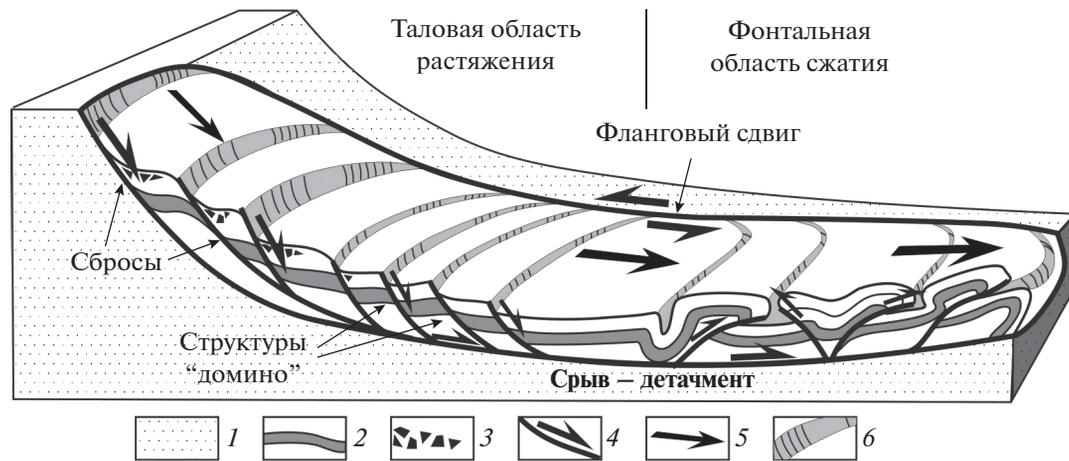


Рис. 11. Блок-диаграмма строения динамически уравновешенных структур гравитационного оползания
 1 – неподвижное основание оползня; 2 – осадочные слои; 3 – осадочные брекчии; 4 – разрывы и направления перемещений; 5 – направление перемещения оползня; 6 – уступы

динамически уравновешенные области: тыловая (гипсометрически верхняя), в пределах которой доминируют структуры растяжения – сбросы, а также фронтальная (нижняя), где развиты складчато-надвиговые структуры сжатия. Сбросы, как правило, листрические кинематически сопряжены с поверхностью субслояного срыва (детachment) в основании оползня. Складчато-надвиговые структуры также связаны со скольжением вдоль detachment и образуют чешуйчатую систему фронтального торошения слоев (см. рис. 11) [34]. Вдоль флангов оползня ограничены левыми и правыми сдвигами, вдоль которых перемещения согласованы с направлением оползания осадков.

Процесс прогрессивного развития оползней обычно проходит в несколько фаз: инициального события (например, триггерное сейсмическое воздействие), последующих явлений перемещения, торможения и остановки оползня, релаксации и уплотнения [34]. Складки-надвиги ранней стадии перемещения, вергентность которых направлена вниз по склону, в дальнейшем подвергаются торошению, обратному вращению и развитию наложенных складчато-надвиговых структур с противоположной вергентностью (см. рис. 11). Эти явления достигают максимального развития при торможении и остановке оползня, когда деформационная волна сжатия мигрирует вверх по склону, что может привести к смятию структур растяжения в верхней его части [34].

Конседиментационные сбросы Андомской возвышенности (D_0) по многим признакам идентичны оползневым структурам растяжения (см. рис. 7А, 7Б, 11). Они многократно повторяются в разрезе и связаны с различными слоями, испытывавшими оползание, что указывает на периодическое возобновление оползневых процессов. Их малоамплитудные смещения (до 1 м), вероят-

но, сбалансированы мезоскладками подводного оползания, имеющими аналогичную амплитуду. Пологое залегание слоев на участках слабого проявления последующих деформаций позволяют предполагать, что палеосклон был весьма пологим. В таких условиях для развития оползней необходимо триггерное сейсмическое событие [34]. Можно полагать, что палеооползневые структуры Андомы являются индикаторами (сейсмитами) сейсмической активности франского времени.

Структуры субслояного течения D_1 по геометрическим и кинематическим признакам могут рассматриваться как элементы оползневых структур (D_0), развитые в области их фронтального сжатия (см. рис. 3, II, III, 11). Тот факт, что они наложены на конседиментационные сбросы (D_0), может свидетельствовать о миграции обстановки сжатия вверх по склону при торможении и остановке оползня (см. рис. 7А). Учитывая, что разрывные нарушения D_1 , в отличие от конседиментационных аналогов (D_0), сопровождаются микроструктурными преобразованиями (сланцеватость и др.), можно предположить, что они формировались значительно позже в более консолидированных осадках. Проявление поздних оползневых процессов при этом не исключается.

Рассмотрим структурные парагенезы последующих двух этапов деформаций (D_{2-3}) в отношении их возможной связи с оползневыми явлениями. Складки сундучной и корытообразной морфологии, дивергентные структуры, признаки наложенной складчатости и некоторые другие элементы Андомской структуры, во многом сопоставимы с системами нарушений фронтальных областей сжатия оползневых структур (см. рис. 4, 6, 11) [34]. Однако для последних свойственно преобладание моновергентной системы складок

и надвигов, образующих структуру типа piggyback sequence, тогда как нарушения с обратной вергентностью редуцированы [34]. Это не характерно для разрезов Андомской структуры, имеющей в целом относительно симметричное дивергентное строение (см. рис. 4). Также существенно, что амплитуды смещений для оползневых структур (D_0) (до 1 м) и зон транспрессии (D_3) (многие десятки метров) не сопоставимы. Складки и зоны транспрессии главного этапа деформаций (D_3) имеют преимущественно ССВ ориентировку, что не согласуется с ЮЮВ направлением перемещения оползней (D_0) и погружением палеосклона. Зоны транспрессии ССВ и СЗ ориентировки имеют соответственно правостороннюю и левостороннюю составляющую смещений. Это не позволяет рассматривать их и в качестве фланговых сдвигов оползневых структур, т.к. в этом случае они имели бы противоположную кинематику, согласованную со структурами оползания D_0 (см. рис. 3, II, IV, V).

Таким образом, особенности строения Андомской возвышенности нельзя объяснить единым механизмом структурообразования. Выявленные здесь структурные парагенезы, вероятно всего, отражают последовательные этапы гетерогенного развития Андомской структуры, начиная с позднего девона до этапа неотектонической активизации.

Во франский век развитие Андомской структуры проявилось в становлении системы малоамплитудных конседиментационных сбросов (D_0), вероятно, связанных с пологим флексурным изгибом слоев над погребенными, но активизированными сбросами в породах фундамента (см. рис. 2). Деформации развивались в условиях сбросового режима деформаций (растяжение по линии ССЗ–ЮЮВ). Предполагается, что эти явления сопровождалось сейсмическими событиями, которые в роли триггера спровоцировали явления гравитационного оползания осадков к ЮЮВ. Вероятно, на этом этапе испытали активизацию древние разрывные нарушения СЗ простирания, широко развитые в фундаменте, что могло привести к развитию конседиментационных складок с аналогичной ориентировкой (см. рис. 1, 3). За пределами Андомской структуры с этим этапом деформаций было связано внедрение даек и трубок взрыва щелочных ультрабазитов [1, 8, 30].

Последующие три этапа деформаций в районе Андомской структуры не имеют четких возрастных реперов. Нижний возрастной предел их проявления соответствует позднему девону, а верхний – четвертичному периоду (плейстоцену). Учитывая, что во многом аналогичные деформационные структуры были зафиксированы в осадках верхнего карбона (на продолжении СЛП к СВ) [19], а также на основе других региональных данных [6, 15, 16], можно предположить, что их разви-

тие было связано с позднегерцинским либо киммерийско-альпийским циклами развития.

Формирование структур субслоного срыва и скольжения (D_1) на данном участке развивалось в консолидированных осадках с надвиганием слоев к югу, что отчасти согласуется с характером погружения палеосклона Балтийского выступа (см. рис. 3, III). Соответственно, эти явления могли бы рассматриваться в связи с поздним гравитационным оползанием слоев. Однако, как показывает опыт исследований в других районах ВЕП, структуры данного типа весьма распространены и не обнаруживают связи с гравитационной тектоникой [15–19]. Природа этих нарушений не может быть раскрыта на примере одной структурной зоны и требует надрегионального анализа.

В последующем сформировались сундучные антиклинали (D_2), развитие которых могло быть связано либо с субслоным срывом осадков чехла [37], либо с проявлением штамповой тектоники, отражающей малоамплитудные вертикальные подвижки кристаллического фундамента. Предполагается, что на этом этапе разрывы в породах фундамента проявились на поверхности и явились основой последующего развития зон сдвигового течения в породах чехла.

Структуры главного этапа деформаций (D_3) формировались в условиях транспрессии, в результате которой обособились зоны сдвигового течения преимущественно ССВ простирания (см. рис. 3). Они контролировали развитие пространственно совмещенных с ними гребневидных антиклиналей. В зонах сдвигового течения были совмещены явления поперечного сокращения (складчатость), вертикального выжимания пластичных пород и сдвиговые перемещения. При этом часто формировались дивергентные пальмовые структуры (см. рис. 6, 8). Все это отражает обстановку косоугольного сжатия, т.е. транспрессии, типичную для многих сдвиговых зон [24, 37]. Аналоги подобных структур отмечаются и на сейсмопрофиле ЕВ-1 (1350 км) в виде дивергентных взбросов и развитых между ними инверсионных складок, венчающих древние грабены (см. рис. 2).

Вероятно, что одновременно с правосторонними зонами сдвигового течения ССВ простирания формировались левые взбросо-сдвиговые нарушения СЗ ориентировки. Кинематические данные показывают, что ось максимального укорочения ориентирована по биссектрисе тупого угла между этими нарушениями (см. рис. 3, IV, V). Примеры таких соотношений в природе встречаются редко, но они возможны в обстановке сжатия и проявления вращения разрывов [3]. В рассматриваемом случае данная ситуация, вероятно, связана с тем, что позиция разрывных нарушений в осадках чехла была predeterminedена ориентировкой древних разрывов фундамента, испытавших активизацию.

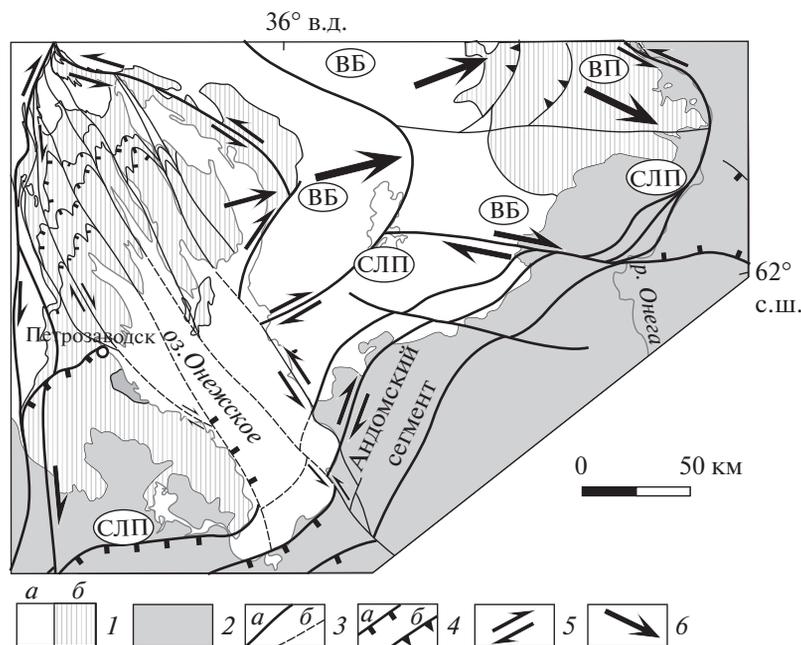


Рис. 12. Кинематическая схема Андомского сегмента системы линейментов Полканова (СЛП), Волдозерского блока (ВБ) и выступа Ветреного Пояса (ВП)

1 – комплексы фундамента: *a* – архейские, *b* – палеопротерозойские; 2 – венд-палеозойский осадочный чехол; 3 – разрывы: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые; 4 – разрывы: *a* – сбросы, *b* – взбросы; 5, 6 – направления перемещений: 5 – сдвиговых, 6 – тангенциальных

В целом парагенез структур D_3 развивался в условиях взбросо-сдвигового деформационного режима при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении. Во многом аналогичные динамические характеристики имеют системы “свежих” трещин и зон трещиноватости в породах фундамента, что позволяет полагать, что сдвиговые перемещения кристаллического основания спровоцировали и инициировали проявление сдвиговой тектоники в осадках чехла.

Четвертый этап деформаций Андомской структуры был обусловлен проявлением гляциотектоники в плейстоцене (D_4). Следы перемещения ледника на значительной части восточного побережья Онежского озера были удивительно выдержаны и показывают, что единый ледовый покров перемещался в направлении с СЗ на ЮВ. В основании этого ледового аллохтона развитие структур происходило в условиях деформационного режима надвигового типа, установленного и в породах фундамента, и в осадках чехла. Этой особенностью гляциодинамический парагенез резко отличается от более ранних взбросо-сдвиговых структур (D_3). В породах фундамента уровень глубины динамического воздействия ледника не превышал первых метров, а в осадках чехла, с учетом последующего размыва, он мог достигать нескольких десятков метров. На уровне современного эрозионного вреза гляциодислокации внесли весьма незначительный вклад в развитие Андомской

структуры. После главных стадий оледенения последовало воздымание и размыв территории, после чего последний ледниковый покров (невская стадия оледенения) оставил маломощный чехол гляциоотложений.

Деформации пятого этапа в кинематическом отношении полностью унаследовали транспрессионные преобразования третьего этапа, но отличаются от них небольшой интенсивностью (амплитуды смещений до 1 м) и локальным развитием. Нарушения этого этапа (D_5) смещают гляциоструктуры (D_4) и проникают в чехол поздних ледниковых отложений. Они имеют постледниковый голоценовый возраст, а их развитие обозначило неотектонический (новейший) этап активизации более древних разрывов.

Рассмотренные материалы позволяют предполагать, что формирование Андомских складчато-разрывных нарушений в отложениях верхнего девона пространственно и генетически связано с развитием крупной тектонической зоны – системы линейментов Полканова, осложняющей комплексы фундамента и чехла вдоль южной окраины Балтийского щита. Полученные кинематические данные показывают, что в процессе эволюции Андомского сегмента СЛП важную роль сыграли правосторонние смещения вдоль зон ССВ простиранья. Такая кинематическая ситуация хорошо согласуется с разработанной нами ранее динамической моделью [16, 19], согласно кото-

рой Водлозерский блок Карельского массива длительное время (начиная с палеопротерозоя до неотектонического этапа) испытывал тенденцию латерального перемещения к востоку и ВЮВ. Эти перемещения адаптировались за счет левых (Ветренный Пояс) и правых (Андомский сегмент СЛП) сдвигов, составляющих фланги этого блока (рис. 12). В конечном итоге это привело к формированию выступа Ветренного Пояса, осложняющего общую линейную конфигурацию СЛП.

ВЫВОДЫ

Изучение структурных парагенезов в породах кристаллического фундамента и осадочного чехла в районе восточного побережья Онежского озера позволило выявить тектонические и гляциодинамические компоненты деформаций, ответственные за формирование Андомских складчато-разрывных нарушений в осадках верхнего девона.

Формирование Андомской структуры и одноименного сегмента СЛП является результатом полистадийных деформаций, связанных главным образом с тектоническими и в меньшей степени с гляциодинамическими факторами. В истории их развития выявлены последовательные этапы проявления конседиментационных сбросов и оползневых структур в позднем девоне, явлений субслоного скольжения, различных форм сдвигового течения в режиме транспрессии, гляциодинамических надвиговых нарушений плейстоцена и неотектонических транспрессионных структур.

Предполагается, что эволюция Андомской структуры генетически связана с развитием крупной тектонической зоны — системы линеаментов Полканова (СЛП), развитой вдоль южной окраины Балтийского щита. Многие особенности тектоники СЛП остаются не достаточно изученными и требуют дальнейших исследований.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00149 и 13-05-00298) и Программы ОНЗ № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. Богатикова О.А. М.: Изд-во МГУ, 2000. 524 с.
2. Афанасов М.Н., Карчевский М.Ф., Громов П.А. Геологические аномалии на Юго-Восточном Прионежье // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 74–78.
3. Бурзунова Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках // Литосфера. 2011. № 2. С. 94–110.
4. Валеев Р.Н. Тектоника Волго-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 117 с. (Тр. геологического института г. Казани; Вып. 12).
5. Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / Гл. ред. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1971. 503 с.
6. Геология СССР. Том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. Зоричева А.И. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1079 с.
7. Горшков В.Л., Смирнов С.С., Щербакова Н.В. Нагрузочные эффекты в ГНСС-наблюдениях при исследовании региональной геодинамики // Вестн. СПбГУ. Сер. 1. 2012. Вып. 2. С. 148–156.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-(35)-37 — Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.
9. Енгальцев С.Ю. Геологическое строение и генезис дислокации на Андомской горе // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2007. Вып. 1. С. 32–39.
10. Ерофеев В.Г. Об обнажениях древнего красного песчаника на Андомской горе // Горн. журн. 1846. Кн. 1. Ч. 1. С. 10–16.
11. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Шарова Н.В., Маловичко А.А., Щукина Ю.К. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2007. 381 с.
12. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балухев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 15–25.
13. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем, 2001. 234 с.
14. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
15. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.
16. Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения Восточно-Европейской платформы // Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Ред. Леонов М.Г. М.: ГЕОС, 2013. С. 58–126.
17. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катунского кратера (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 56–76.
18. Колодяжный С.Ю. Структура и эволюция Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы) // Геотектоника. 2015. № 4. С. 30–53.
19. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника. 2007. № 6. С. 3–22.
20. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
21. Крапивнер Р.Б. Безкорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
22. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.

23. *Леонов М.Г., Куликов В.С., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Полещук А.В.* Тектоника // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Шипцов В.В. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2011. С. 127–170.
24. *Морозов Ю.А., Гентнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и трансенсии. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
25. *Мурчисон Р.И.* Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского: В 2 ч. СПб, 1849. 180 с.
26. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, Кар. НЦ РАН, 1995. 211 с.
27. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2005. 357 с.
28. *Семенов Д.Ф., Трошичев А.А.* Геология Вологодской области. Вологда: ВГПУ. 2014. 122 с.
29. *Сим Л.А.* Новейшие поля напряжений Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 1996. № 5. С. 100–107.
30. *Скопенко Н.Ф., Иванов А.И., Скороспелкин С.А. и др.* Перспективы алмазности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Разведка и охрана недр. 1998. № 7–8. С. 31–32.
31. *Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г. и др.* Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее–палеозое по данным геотрансекта Ев-1 (Лодейное Поле–Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65–94.
32. *Цыганов В.А.* Геолого-тектоническое строение верхней части разреза кристаллического фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы и его отражение в структурах верхней части осадочного чехла // Георесурсы. 2003. С. 14–21.
33. *Чувардинский В.Г.* Четвертичный период. Новая геологическая концепция. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2012. 179 с.
34. *Alsop G.I., Marco S.* Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin // J. Structural Geology. 2011. Vol. 33. P. 433–457.
35. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Ottawa, Geological survey of Canada, 1991. Paper 90-17. 72 p.
36. *Marrett R.A., Allmendinger R.W.* Kinematic analysis of fault-slip data // J. Structural Geology. 1990. Vol. 12. P. 973–986.
37. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Folds and Fractures. L., NY: Acad. Press, 1987. 392 p.

Andoma Segment of Southeastern Margin of Fennoscandian Shield: Structure and Evolution

S. Yu. Kolodyazhny*, A. S. Baluev, and E. N. Terekhov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: kolod63@mail.ru*

Received May 18, 2015

Abstract—The components of deformation related to endogenic (tectonic) and exogenic (glaciotectonic, gravitational sliding) factors are considered in the sedimentary platform cover by a study of Andoma dislocations in the Upper Devonian sedimentary rocks of the Lake Onega district. These structures are localized in the eponymous segment of the southeastern margin of the Fennoscandian (Baltic) Shield; indications of high tectonic activity are noted along this margin. As has been shown by a structural study, the development of the Andoma structure is caused by long-term (Late Devonian–Quaternary) multistage deformations related to tectonic factors and, to a lesser degree, glaciotectonics. The consecutive stages of synsedimentation normal faulting and landsliding, bedding-plane gliding, various forms of shear flow in a regime of transpression, glaciotectonic thrusting, and neotectonic transpression are recognized in the deformation history.

Keywords: within-plate tectonics, geodynamics, glaciotectonics, shear zone, kinematics, structural paragenesis, East European Platform, Andoma structure