

©1992 г. КРАПИВНЕР Р.Б.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТЕЙ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ

Платформенные дислокации, формировавшиеся в обстановке латерального сжатия, охватывавших тонкий (до 150-200 м) приповерхностный горизонт осадочного чехла, рассматриваются как вторичные структуры областей динамического влияния разломов жесткого основания, среди которых в неотектоническую эпоху преобладали разломы сдвигового типа. Обосновывается фундаментальная закономерность, в соответствии с которой вторичные разрывы со взбросовой компонентой смещения вблизи поверхности выполаживаются в сторону опущенного крыла, благодаря чему приобретают сходство с надвигами или шарьяжами. В их аллохтонах формируются более мелкие складчатые и разрывные структуры. Теоретические выводы апробируются на ряде широко известных дислокаций Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что эти дислокации могут рассматриваться как природные модели, объясняющие происхождение некоторых крупных покровов геосинклинальных областей.

Krapivner R.B. The origin of surface deformation structures in the areas of fault dynamic influence. Geotectonics. 1992. N 3. P. 27-36.

Platform shifts occurred in the conditions of lateral compression affecting the thin (up to 150-200 m) surface horizon of the sedimentary cover, are regarded as secondary structures of the areas of dynamic influence of solid basement faults, among which in the neotectonic epoch strike-slip faults being predominant. The basic tendency is observed according to which secondary upthrow faults near the surface grow flattening towards the downthrown side, so becoming similar to overthrusts or nappes. Smaller fold structures and disjunctive structures are formed in their allochthones. Theoretical conclusions are illustrated by a number of well-known dislocations in the East-European platform. These dislocations may be regarded as natural models explaining the origin of certain large nappes in the geosynclinal regions.

1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Спокойное, большей частью горизонтальное залегание слоев осадочного чехла платформ в верхней его части иногда внезапно нарушается весьма напряженными дислокациями, нередко выраженными в современном рельефе в виде системы гряд, ложбин и холмов общей протяженностью от первых до и более 100-150 км. Проблема происхождения этих экзотических деформационных структур обсуждается в специальной литературе с середины прошлого века и, несмотря на то, что количество выявленных дислоцированных зон все время растет, она еще далека от принципиального решения. Конкурируют две группы гипотез: тектонические и атектонические. Среди последних широким признанием пользуются разные модификации гляциотектонической гипотезы, в рамках которой изучались многочисленные приповерхностные дислокации осадочных пород на севере Европы и Западной Сибири. И хотя указанная концепция базируется на ряде спорных и ошибочных положений, критически проанализированных нами ранее [Крапивнер, 1986], ее сторонниками была дана достаточно полная морфологическая и кинематическая характеристика рассматриваемых структур, обобщенная в классификации Э.А. Левкова [1980]. Из шести выделенных этим автором морфокинематических типов приповерхностных нарушений нормального залегания слоев самостоятельное значение имеют два главных: складчато-чешуйчатые (или скибовые) и инъективные дислокации. Последние иногда также называются

складками нагнетания [*Белоусов, 1949*], компрессионного течения [*Бронгулеев, 1967*] и т.п. В настоящем сообщении они не рассматриваются.

В строении скибовых дислокаций главную роль играют пояса разрывных нарушений, морфологически сходных с надвигами или шарьяжами. Амплитуда горизонтального «гляциотектонического» перекрытия вдоль этих разрывов может изменяться от нескольких до первых сотен метров. Слои внутри надвинутых чешуй (скиб) залегают субгоризонтально, наклонно или собраны в системы сильно сжатых, иногда изоклинальных, складок амплитудой до 10-15 м. Считается, что некоторые аллохтонные блоки представляют собой фрагменты сорванных «гляциошарьяжей», потерявших связь со своими корнями. Они принимаются за ледниковые отторженцы. Интенсивность нарушений затухает вниз по разрезу, обычно мощность аллохтонного комплекса не превышает 150-200 м, под ним слои залегают спокойно (моноклинально или субгоризонтально), в кровле автохтона могут присутствовать лишь мелкие складки волочения.

Морфология дислокаций ясно указывает на то, что они формировались в обстановке локального латерального сжатия, охватывавшего сравнительно тонкий приповерхностный горизонт осадочного покрова и исчезающего с глубиной. Именно поэтому и получили развитие представления, связывающие происхождение скибовых дислокаций с напорной деятельностью плейстоценовых материковых льдов. Вместе с тем большинство так называемых гляциотектонических структур пространственно приурочено к зонам разломов фундамента, известным главным образом по геофизическим данным. Это обстоятельство признано настолько широко, что стало одним из аспектов гляциотектонической концепции, хотя конкретный механизм связи дифференцированных тектонических движений с напорной деятельностью ледников разными исследованиями понимается по-разному [*Кригер и др., 1983; Левков, 1980; Мирчинк, 1936; Чугунный, 1982*]. Ниже будет показано, что современный уровень развития геотектоники и структурной геологии позволяет объяснить происхождение обсуждаемых приповерхностных дислокаций исключительно за счет тектонических сил без участия экзогенных факторов.

2. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КОНЦЕПЦИИ

Известно, что современное напряженное состояние верхних горизонтов земной коры почти повсеместно характеризуется субгоризонтальной ориентировкой оси наибольшего сжатия [*Кропоткин, 1971*]. В таком поле напряжений большинство образовавшихся и неоднократно подновлявшихся на протяжении фанерозоя крутых и вертикальных разломов должно обладать большей или меньшей (в зависимости от своей плановой ориентировки) сдвиговой компонентой смещения крыльев. Этот вывод согласуется с результатами исследований многих геологов, в соответствии с которыми в современных подвижных и платформенных областях преобладающим типом активных в неотектоническую эпоху разломов являются сдвиги [*Глубинное..., 1987; Шерман, 1981; Уэлман, 1972*]. Перемещение масс вдоль разломов жесткого основания, каковым можно считать фундамент, а иногда и нижнюю, наиболее консолидированную часть платформенного чехла, неизбежно сказывается на условиях залегания перекрывающих слоев [*Стоянов, 1977; Chinnery, 1966; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1986*]. Внутри них развиваются вторичные складки и разрывы, проявленные в структуре геологического разреза вплоть до дневной поверхности. Над сдвигом возникает система эшелонированных вторичных нарушений, на поверхности имеющих диагональную, продольную и поперечную по отношению к нему ориентировку. Сместители вторичных разрывов имеют пропеллереобразную форму и вниз по разрезу постепенно сливаются с плоскостью главного сдвига. Объем горных пород, затронутый подобными нарушениями, удачно назван С.И. Шерманом и его сотрудниками [*1983*] областью динамического влияния разлома (ОДВР).

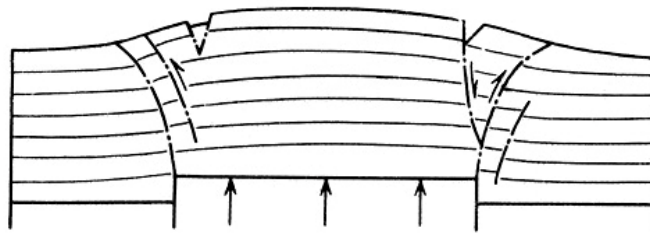


Рис. 1. Морфология и кинематика разрывов, образующихся в слоистом комплексе над боковыми гранями жесткого прямоугольного штампа [25]

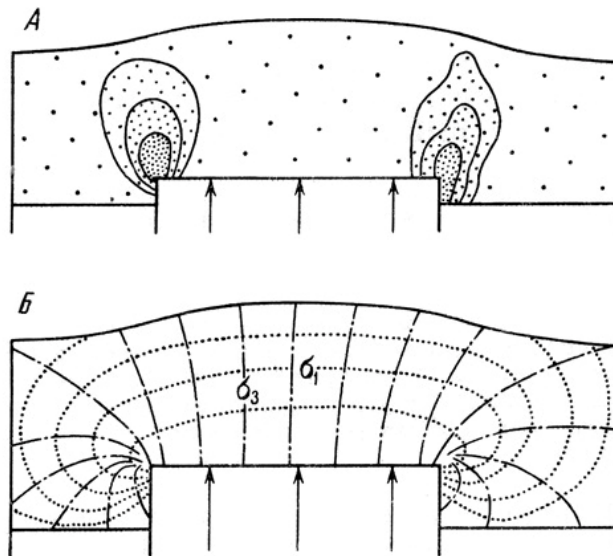


Рис. 2. Распределение напряжений в слоистом комплексе над прямоугольным штампом [4]
 А — распределение напряжений по величине, Б — траектории главных сжимающих σ_3 и растягивающих σ_1 напряжений

Для выяснения геодинамических условий формирования приповерхностных складчато-чешуйчатых дислокаций необходимо рассмотреть особенности распределения деформаций и напряжений в слоях, обладающих упругостью и залегающих на жестком основании, поверхность которого смещается вертикальными разломами. А. Сандфордом [Sandford, 1959] было показано, что при медленном поднятии или опускании прямоугольного жесткого штампа перекрывающий слоистый комплекс испытывает поперечный изгиб, причем максимальные напряжения и деформации концентрируются над вертикальными боковыми гранями штампа. На этих участках, благодаря наличию поперечной упругой деформации слоев, помимо вертикальной появляется и горизонтальная (в разрезе) компонента их смещения, величина которой возрастает вверх по разрезу. В результате, когда амплитуда перемещения штампа достигает критической величины, над его боковыми гранями в слоистом комплексе возникают криволинейные, выпуклые вверх взбросы, сместители которых выполаживаются в сторону относительно опущенного блока (рис. 1). Позднее искривление траекторий упругих напряжений при поперечном изгибе слоев над прямоугольным жестким штампом было убедительно доказано М.В. Гзовским [1963] на моделях из оптически активных материалов (рис. 2). Им же было отмечено, что приповерхностное выполаживание вторичных разрывов выражено наиболее отчетливо, если главные разломы, образующие фланги жесткого штампа, также являются взбросами. Дж. Лоуэллом и другими исследователями [Lowell, 1972; Barlett et al., 1981] было установлено, что приповерхностное выполаживание характерно и для разломов сдвигового типа, если только они обладают взбросовой компонентой смещения крыльев. Этот факт подтвержден полевыми наблюдениями в ряде осадочных бассейнов

подвижных и платформенных областей [Harding & Lowell, 1979; Sylvester & Smith, 1976]. В англоязычной литературе выпуклые вверх вторичные разрывы со взбросовой компонентой смещения крыльев часто называют структурами цветка или пальмового дерева [Harding & Lowell, 1979]. В противоположность им вторичные сбросо-сдвиги и сдвиго-сбросы имеют выпуклую вниз форму, благодаря чему они получили название структур «тюльпана» [Naylor et al., 1986]. Клиновидные в поперечном сечении аллохтонные пластины, возникшие над выположенными в верхней части разреза сместителями разрывных нарушений, В.В. Белоусов назвал покровами-навесами, связывая их образование с гравитационным расползанием пород поднятого крыла [Белоусов, 1985]. Однако отмеченные выше закономерности приповерхностной морфологии сместителей, обладающих сбросовой или взбросовой компонентами смещения крыльев, документируются и для сейсмогенных разрывов [Рогожин и Борисов, 1986; Рогожин и Рыбаков, 1990], что можно объяснить только рассмотренными особенностями упругой деформации горных пород, предшествующей их разрушению.

3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Тектонотипом складчато-чешуйчатых (скибовых) структур можно считать широко известные Каневские дислокации, экспонированные в разрезах правобережной IV надпойменной террасы Днепра. Они представлены серией аллохтонных пластин северо-западного простирания, в строении которых участвуют батские, келловейские, альб-сеноманские, палеогеновые и изредка неогеновые отложения. Наиболее молодым членом аллохтонной и автохтонной частей разреза является преимущественно песчаный террасовый аллювий. Дочетвертичные породы налегают на него по пологой тектонической границе, причем амплитуда горизонтального перекрытия может достигать 400-450 м.

Имеются данные в пользу того, что Каневские дислокации являются частью протяженной области динамического влияния (ОДВ) Днепровского разлома (пояса разломов), выделяемого вдоль границы Украинского щита с одноименной синеклизой. Детальные буровые работы и вертикальное электроразведывание, проведенные в последние годы Укргидропроектом, позволяют выполнить структурные построения, раскрывающие природу деформационных структур (рис. 3, А). В соответствии с этими построениями горизонтальное залегание поверхности фундамента и пластов осадочного чехла в области развития дислокаций сменяется наклонным в сторону Украинской синеклизы. Здесь оно осложнено системой повторяющихся через 0,1-0,5 км разломов, круто падающих в том же направлении. В поперечном сечении они имеют вид взбросов, переходящих вверх по разрезу в надвиги, а вблизи поверхности - нередко в шарьяжи, со скольжением аллохтонных пластин непосредственно по поверхности террасы. Выполаживание разрывов происходит в основном внутри толщи высокопластичных батских глин.

Приповерхностные дислокации, связанные с ОДВ Днепровского разлома, распространены и в зоне развития Днепровских порогов. Здесь выполаживание вторичных разрывов чаще всего происходит в толще мергелистых глин эоценовой киевской свиты. Вследствие этого в составе аллохтонных чешуй встречаются породы киевского и более молодого возраста, вплоть до миоцен-плиоценовых пестрых глин. Наиболее молодым членом разреза, участвующим в дислокациях, является, как и в предыдущем случае, аллювий IV надпойменной террасы, реже - моренные отложения.

С конца прошлого века в литературе обсуждается происхождение Сечинских дислокаций, занимающих значительную площадь водораздела рек Ипути и Десны в районе периклинального замыкания Воронежской антеклизы. Фундамент здесь залегает на глубине 750-800 м, основную часть осадочного чехла (600-650 м) составляют преимущественно карбонатные породы девона, входящие в состав жесткого основания платформы. Дислокации распространены в пределах двух возвышенностей - субмеридиональной Асельской и субширотной Кочевской. Они характеризуются аномально высоким залеганием многократно повторяющихся пакетов интенсивно нарушенных юрских, меловых и

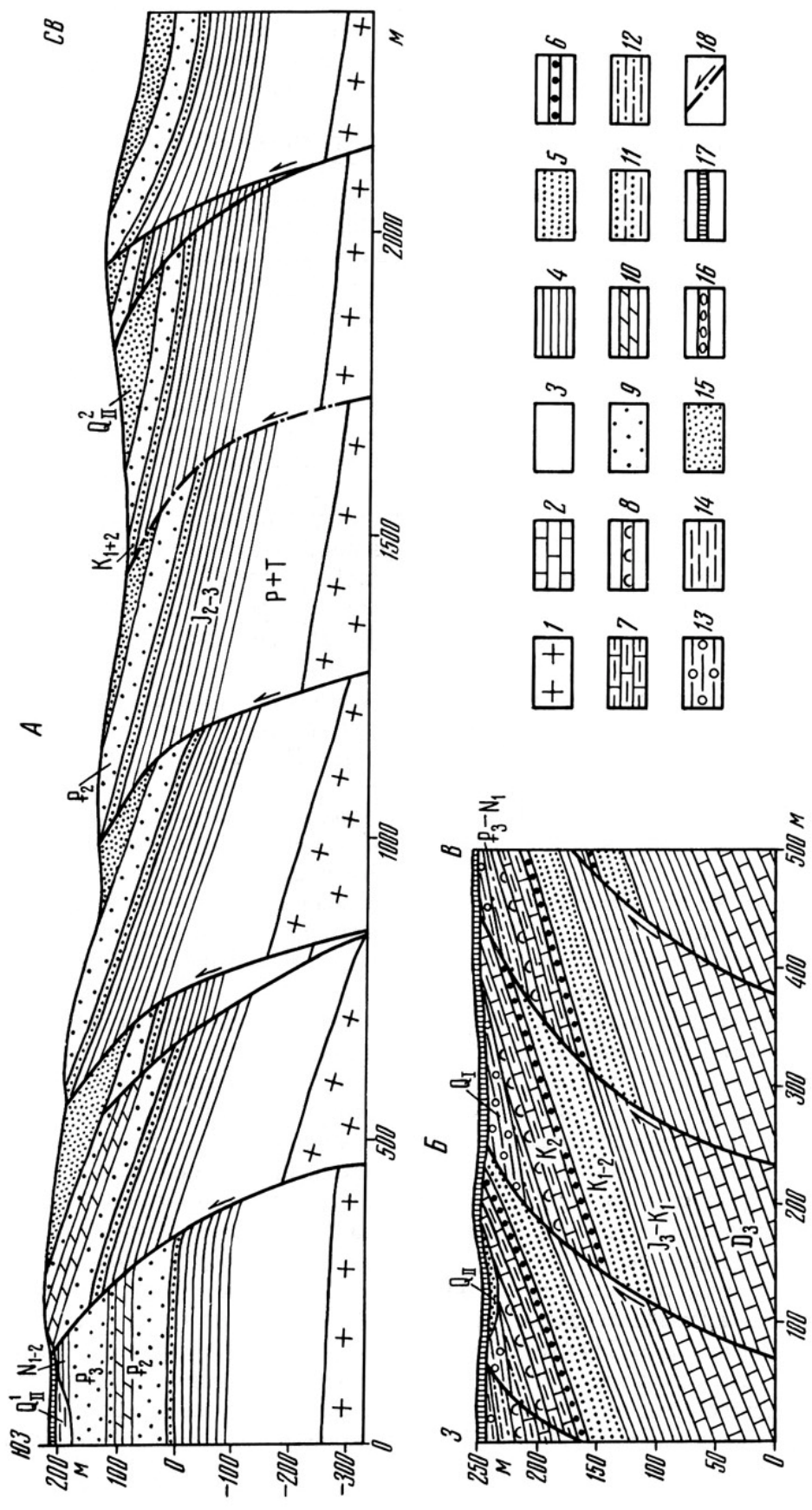


Рис. 3. Строение Каневских (А) и Сещинских (Б) дислокаций (схематические геологические разрезы)
 1 — породы кристаллического фундамента, 2 — известняки и доломиты, 3 — пермские и триасовые отложения (пески с прослоями глин), 4 — глины, 5 — альб-се-
 номанские пески и песчаники, 6 — прослой фосфоритовых конкреций, 7 — писчий мел (турон), 8 — опоки (коньяк — сантон), 9 — пески эоцена и олигоцена, 10
 — эоценовые мергели и мергелистые пески, 11 — переслаивание песков и алевроитов (неоком), 12 — пески и глины полтавской серии, 13 — диамиктиты, 14 —
 алевроиты, 15 — четвертичные и верхнеплиоценовые пески, 16 — галечники, 17 — лёссы, 18 — разрывные нарушения (стрелки — направление смещений)

верхнеэоцен - нижнемиоценовых полтавских слоев, которые иногда перекрывают моренные отложения, вследствие чего обычно считаются отторгнутыми ледником. Анализ материалов бурения показывает, что Сещинские дислокации возникли в результате выполаживания в толще келловейских и перекрывающих их неоком-аптских глин сместителей двух поясов разломов - субмеридионального Асельского и субширотного Кочевского (рис. 3,Б).

Сходным строением характеризуются Славгородские дислокации, связанные с субширотным поясом разломов, осложняющих северный склон Бобруйского массива к Оршанской впадине. Здесь приповерхностное выполаживание сместителей осуществляется внутри пластичных девонских глин, которые вместе с перекрывающими их интенсивно раздробленными доломитами формируют систему аллохтонных чешуй, наклоненных в общем северном направлении. Как и в предыдущем случае, наиболее молодым членом аллохтонной и автохтонной частей разреза являются моренные отложения.

Широко известны Вышневолоцко-Новоторжские дислокации, на основании изучения которых в литературу был введен термин «ледниковый отторженец». Они приурочены к протяженной (~100 км) субмеридиональной Торжокской гряде, в пределах которой в поле сплошного распространения среднекаменноугольных известняков экспонированы выходы пород визейского яруса и изредка глин верхнедевонского облика. Бурением под ними во многих местах вскрывается пласт динамически уплотненной морены, а ниже - нормальная стратиграфическая последовательность слоев, включающая среднекаменноугольные и более древние отложения. Эти особенности строения Торжокской гряды можно объяснить ее приуроченностью к активизированному в неотектоническую эпоху субмеридиональному поясу разломов, северное продолжение которого пересекает субширотный Крестцовский авлакоген, также проявлявший неотектоническую активность. Аллохтонные залегающие нижнекаменноугольных и верхнедевонских (?) пород на крыльях этих разломов связаны с приповерхностным выполаживанием их сместителей в песчано-глинистых отложениях угленосного и тульского ярусов нижнего карбона, а возможно, и в глинах верхнего девона.

Приведенные данные показывают, что основное выполаживание разрывных нарушений чаще всего осуществляется в толщах глин, что, учитывая физический механизм этого явления, скорее всего обусловлено большой величиной поперечной упругой деформации в указанных породах, а также ролью поровой воды, облегчающей скольжение аллохтона по пологому сместителю из-за снижения коэффициента трения и эффективного нормального напряжения.

Выпуклая вверх форма разрывов со взбросовой компонентой смещения крыльев является причиной того, что в приповерхностной части разреза, где наклон сместителя зачастую измеряется первыми градусами, строение аллохтона осложняется более мелкими структурами латерального сжатия и растяжения. Если такой разрыв достигает дневной поверхности, перемещение масс на глубине неизбежно трансформируется в скольжение выжатой аллохтонной пластины непосредственно по кровле экспонированных на этой поверхности пород. Трение скольжения, препятствующее горизонтальному продвижению покрова, генерирует внутри него реактивные напряжения продольного сжатия. В результате он может дробиться на отдельные слегка надвинутые друг на друга блоки. Иногда во фронтальной (по направлению перемещения) части покрова возникают складки продольного расплющивания или встречные надвиги и шарьяжи (рис. 4, А, Б).

Весьма сложные деформационные структуры образуются в тех случаях, когда выполаживающиеся вверх по разрезу разрывные нарушения, не достигая поверхности, переходят по восстанию в субгоризонтальные плоскости межслоевого скольжения. Эти структуры формируются в условиях приповерхностного продольного сжатия, обусловленного трением скольжения и фронтальной блокировкой латерального перемещения аллохтонного комплекса. В зависимости от строения последнего (наличие или отсутствия плоскостей облегченного скольжения) внутри него возникают либо серии сильно сжатых складок, близких так называемым структурам смятия страниц между обложками книги [Sylvester & Smith, 1976], либо пологие одиночные складки

скальвания, состоящие из системы разделенных чешуйчатými надвигами мелких блоков, вследствие чего в поперечном сечении эти структуры приобретают некоторое сходство с мостовой фермой (рис. 4, В, Г). Плановая ориентировка мелких складок и разрывов, осложняющих строение покровных пластин, возникших над выположенными у поверхности взбросо-сдвигами, указывает на то, что направление тектонического скольжения этих пластин составляет острый угол с простиранием материнских разрывных нарушений и, как правило, соответствует их принадлежности к той или иной генетической группе вторичных разрывов сдвиговых зон [Стойнов, 1977; Barlett et al., 1981; Chinnery, 1966; Naylor et al., 1986; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1986].

Тыловые участки клиновидных в поперечном сечении аллохтонных пластин, расположенные над зонами наибольшего искривления сместителей, находятся в обстановке латерального растяжения, вследствие чего здесь развиваются трещины отрыва и малоамплитудные сбросы (рис. 4, Б). Такие участки растяжения пород наиболее подвержены эрозионному или абразионному воздействию, поражению оползнями и т.п. По этой причине в тылу скибовых дислокаций нередко располагаются эрозионные формы рельефа, которые некоторыми исследователями ошибочно принимаются за так называемые экзарационные ложбины [Левков, 1980]. Таким образом, морфология и кинематика приповерхностных деформационных структур, осложняющих вторичные разрывные нарушения ОДВР, зависят от кинематического типа этих нарушений и от угла их встречи с дневной поверхностью. Естественно, что при этом имеется в виду поверхность, существовавшая в период реализации последней стадии развития ОДВР.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во всех перечисленных примерах, а также в изучавшихся автором ОДВР северной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты амплитуда вертикального неотектонического смещения изменяется от нескольких десятков до 100-150 м, лишь в единичных случаях достигая 200-250 м. Вместе с тем протяженность ОДВР измеряется многими десятками и первыми сотнями километров, что, учитывая зависимость амплитуды смещения от длины разлома, подтверждает вывод о преимущественно сдвиговой (в геологическом смысле) кинематике разломов, активизированных в неотектоническую эпоху. В подобной геодинамической обстановке скибовые дислокации, возникают либо как структуры латерального сжатия на окончаниях сдвигов, либо на тех участках, где простирание разломов этого типа отклоняется в сторону увеличения угла с траекториями наибольших сжимающих напряжений. В обоих случаях причиной приповерхностного выполаживания вторичных разрывов является наличие большей или меньшей взбросовой компоненты смещения их крыльев. При отклонении материнских разломов в сторону секторов растяжения они становятся сбросо-сдвигами и на поверхности фиксируются вторичными грабенообразными структурами, обычно наследуемыми долинами рек. Сходные структуры встречаются и на соответствующих участках окончаний разломов сдвигового типа.

Изложенные данные позволяют вернуться к представлениям о тектонической природе ряда структур северной части Восточно-Европейской платформы, в 30-40-е годы переведенных в разряд гляциотектонических образований. К ним помимо так называемого Вышневолоцко-Новоторжского вала относится например, узкая (5-10 км) субмеридиональная полоса выходов кембрия, ордовика и силура, протяженностью около 90 км, выделяющаяся в пределах главного девонского поля (Ловать-Полистовский вал) и сопрягающаяся с северным бортом Крестцовского авлакогена. Эти структуры имеют такое же строение, как выделенный позднее тектонический Черкасско-Остерский вал, оконтуриваемый в пределах левобережной долины Днепра по выходам юры и мела в поле распространения палеогеновых отложений. Он, несомненно, фиксирует продолжение Каневских дислокаций под аллювием молодых террас Днепра, в период формирования которых Днепровский пояс разломов не проявлял существенной тектонической активности.

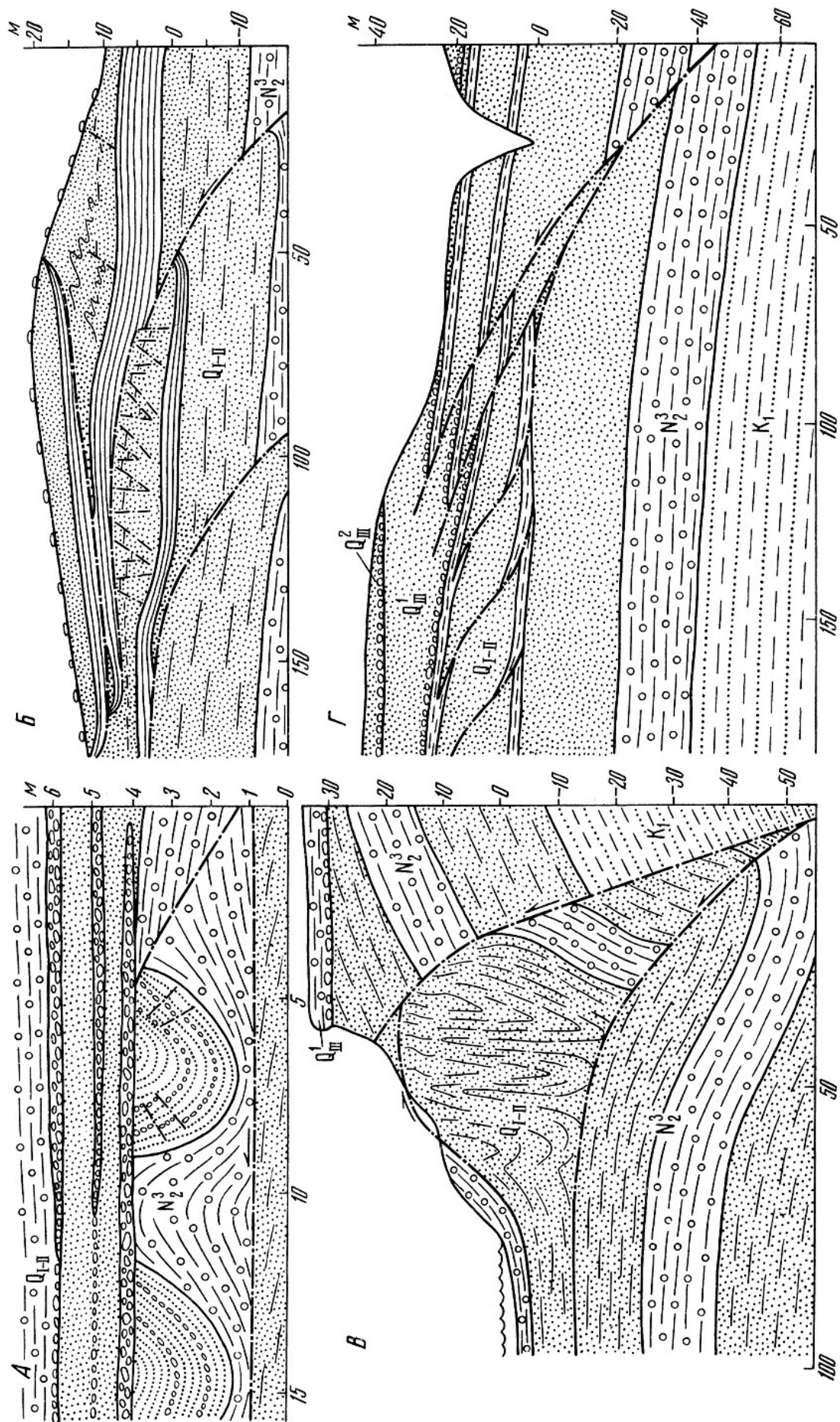


Рис. 4. Мелкие приповерхностные дислокации в аллохтонах выложенных разрывных нарушений (о-в Колтуев): А — складки продольного расплющивания, Б — встречный шарьяж, В — структура «мятая страница «обложки книги», Г — структура «мостовой фермы»

С позиций предлагаемой концепции связанными с поясами разломов (взбросо-сдвигов и сдвиго-взбросов) являются и остальные валы рассматриваемого типа. Все они асимметричны в поперечном сечении и характеризуются приповерхностной вергентностью масс в сторону опущенных крыльев разломов. Вместе с тем сорванные покровы на хорошо изученных участках подобных валов не встречены. Можно поэтому предполагать, что «отторженцы», которым приписывается ледниковое происхождение, в составе складчато-чешуйчатых дислокаций выделяются лишь в связи с недостаточной глубиной и детальностью их исследования.

Приповерхностное выполаживание разрывных нарушений со взбросовой компонентой смещения крыльев характерно не только для районов, подвергавшихся плейстоценовому покровному оледенению. Оно, например, установлено в разрезах Жигулевского вала [Лобов и др., 1976], области развития Непских дислокаций [Камалетдинов и др., 1981], северо-восточного борта Тюрингского поднятия [Белоусов, 1985], зоны разлома Сан-Андреас [Sylvester & Smith, 1976] и т.д. Выполненные автором исследования позволяют утверждать, что выпуклая вверх форма таких разрывных нарушений является фундаментальной закономерностью, в основе которой лежит механизм формирования приповерхностных чешуйчатых надвигов (сдвиго-надвигов и надвиго-сдвигов), многих структур покровного типа и связанных с ними складок продольного изгиба или расплющивания. Принципиально важно, что этот механизм не требует привлечения фактора внешнего (ледникового или тектонического) сжатия, а также гипотезы тектонической расслоенности литосферы.

Не исключено, что с помощью упомянутой закономерности можно объяснить происхождение некоторых тектонических покровов геосинклинальных областей. Так, в основании альпийских шарьяжей нередко залегают соленосные и гипсоносные средне- и верхнетриасовые глины, которые обычно рассматриваются как «мыльный» слой, облегчающий скольжение аллохтона по поверхности подстилающих пород. Между тем глины могут занимать подобную структурную позицию еще и потому, что в них, как было показано выше, происходит выполаживание разломов со взбросовой или надвиговой компонентой смещения крыльев. При высоком уровне напряжений горизонтального тектонического сжатия, характерном для определенных стадий развития геосинклиналей, искривление сместителей этих разломов должно начинаться на значительно больших глубинах, чем в приведенных примерах платформенных дислокаций. Последние в этом случае могут рассматриваться как природные модели некоторых альпинотипных покровов, отличающихся гораздо большими величинами амплитуды горизонтального тектонического перекрытия и мощности аллохтона.

В заключение отметим, что структурный анализ приповерхностных складчато-чешуйчатых дислокаций платформенных областей в комплексе с изучением результатов дистанционных съемок и материалов геофизических работ может дать весьма важную информацию о строении недр и характере их современного напряженного состояния.

Список литературы

1. Белоусов В.В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование // Сов. геология. 1949. № 39. С. 3-28.
2. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
3. Бронгулеев В.В. Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
4. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
5. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука, 1987. 238 с.
6. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135с.
7. Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
8. Кригер Н.И., Долодаренко С.А., Миронюк С.Г. Гляциотектоника и конечные морены западной части Русской равнины. М.: Наука, 1983. 112 с.
9. Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных

выработках и геофизическим данным // Пробл. теоретич. и регион. тектоники. М.: Наука, 1971. С. 238-253.

10. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
11. Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л. и др. О надвиговой природе Сызранского поднятия Жигулевской дислокации // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 5. С. 1171-1174.
12. Мирчинк Г.Ф. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории европейской части СССР // Бюл. МОИП. Нов. сер. 51. Отд. геол. № 4. 1936. С. 5-12.
13. Рогожин Е.А., Борисов Б.А. Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении // Детальн. инж.-сейсмол. исслед. М.: Наука, 1986. С. 116-126.
14. Рогожин Е. А., Рыбаков Л.Н. Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Геотектоника. 1990. № 6. С. 32-45.
15. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
16. Чугунный Ю.Г. О взаимодействии ледникового покрова с геоструктурой его основания // Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины: к 11 юбил. конгр. ИНКВА. Киев: Наукова думка, 1982. С. 192-203.
17. Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Пробл. разломн. тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5-26.
18. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112с.
19. Уэлман Г.В. Сдвиговые (транскурентные) системы разломов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 468-473.
20. Barlett W.F., Freedman M., Logan J.M. Experimental folding and faulting under confining pressure // Tectonophysics. 1981. V. 79. P. 255-277.
21. Chinnery M.A. Secondary faulting. 2. Geological aspects // Can. J. Earth. Sci. 1966. V. 3. N 2. P. 175-190.
22. Harding T.P., Lowell J.D. Structural style, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. N 7. P. 1016-1058.
23. Lowell J.D. Spitsbergen tertiary orogenic belts and Spitsbergen fracture zone // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. N 10. P. 3091-3101.
24. Naylor M.A., Mandle G., Sijpenstein C.H.K. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. V. 8. N 7. P. 737-752.
25. Sandford A.R. Analitical and experimental study of simple geologic structures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. V. 70. P. 19-52.
26. Sylvester A.G., Smith R.R. Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. V. 60. N 12. P. 2081-2102.
27. Tchalenko J.S. Similarities between shear-zones of different magnitudes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. N 6. P. 1625-1640.
28. Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic wrench tectonics // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. V. 8. P. 725-735.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
гидрогеологии и инженерной геологии, Московская
область, 142452

Поступила в редакцию
12.11.1991

Ссылка на статью:



Крапивнер Р.Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов. Геотектоника. 1992. № 3. С. 27-36.