

## ДИВНОГОРСКОЕ ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СООРУЖЕНИЕ: СТРОЕНИЕ, ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА И ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Ю.А. Лаврушин<sup>1</sup>, И.А. Чистякова<sup>1</sup>, Н.П. Кураленко<sup>1</sup>, Г.В. Холмовой<sup>2</sup>, А.Н. Бессуднов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва; e-mail: lavrushin@ginras.ru, chistyakovaia@yandex.ru

<sup>2</sup> Воронежский государственный университет, г. Воронеж; e-mail: kholmovoy@mail.ru

<sup>3</sup> Липецкий государственный педагогический университет, г. Липецк, e-mail: bessudnov\_an@rambler.ru

Разработана модель строения Дивногорского гляциотектонического сооружения. Главной особенностью сооружения является наличие пластичных, разрывных и протрузионных структур и расслоенности в осадочных породах ледникового ложа. Анализ расположения гляциотектонических структур выявил меняющееся по направленности гляциодинамическое воздействие ледникового покрова. Это воздействие было свойственно как стадии наступания, так и стадии деградации ледниковой лопасти. Выделено несколько фаз формирования структуры. Описаны типы гляциотектонических деформаций, а также гляциотектонически-денудационные формы рельефа.

Дивногорское гляциотектоническое сооружение расположено на юге Воронежской области в районе одноименного природного заповедника, административный центр которого находится в пос. Дивногорье [Лаврушин и др., 2010].

На севере рассматриваемая зона гляциотектонических деформаций ограничена широтным отрезком Дона, а на юге сквозной долиной, унаследованной современными крупными безымянными балками. В устье западной из них находится селение Криница, а на востоке в приустьевой части другой балки располагается обширное поселение Марки.

С запада на восток протяженность данного сооружения составляет около 45 км, а с севера на юг – около 15 км. Площадь равна примерно 675 км<sup>2</sup>, что позволяет отнести его к крупнейшему из известных в настоящее время на территории России.

Дивногорское гляциотектоническое сооружение (ДГС) возникло в западной части крупной ледниковой лопасти донского оледенения, в процессе гляциодинамического воздействия на породы ледникового ложа, сложенного пясчимо-глинистыми мелом и мелоподобными мергелями верхнего мела (рис. 1). Поэтому главная специфическая особенность данного сооружения

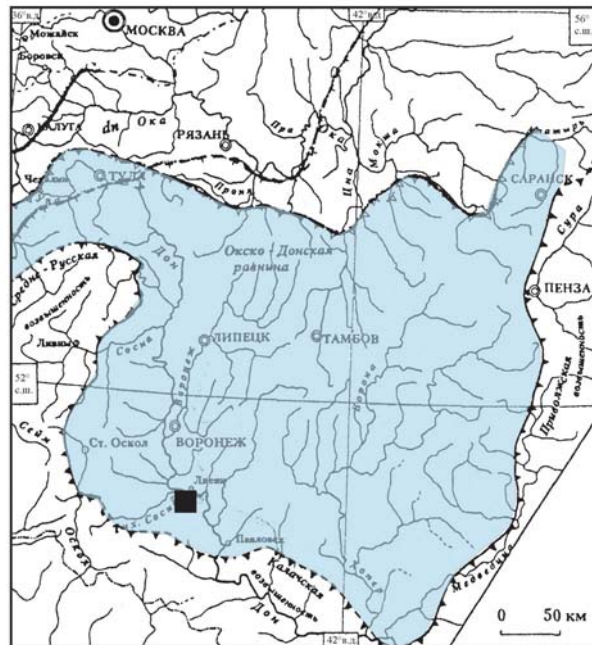


Рис. 1. Местоположение Дивногорского гляциотектонического сооружения (ДГС)

состоит в том, что основу его строения составляют безкорневые гляциотектонические нарушения, возникшие под воздействием движущихся ледопотоков в ледниковой лопасти покровного оледенения и обусловившие проявление как пластичных, так и хрупких деформаций в породах ледникового ложа. Мощность пород, затронутых гляциотектоническими преобразованиями, может достигать 60–80 м.

В геолого-структурном плане ДГС расположена на северо-восточном борту Воронежского вала, сложенного в основании архейскими и протерозойскими гранитоидами, гнейсами, сланцами, а также вулканогенными образованиями. Несогласно на них залегают средне- и верхнедевонские отложения (пески, песчаники, алевропесчаники, аргиллиты, мергели, известняки, туфопесчаники). Девонские образования перекрыты также несогласно залегающими отложениями мелового возраста (глины, пески, пясчый мел и мелоподобные мергели). Палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения – это, главным образом, континентальные образования разного генезиса. Одним из важнейших отличий комплекса четвертичных отложений является присутствие в нем разного типа ледниковых и водно-ледниковых отложений донского ледникового покрова. Наконец, следует отметить, что возникновение ДГС повлекло изменение направления течения Дона с преимущественного меридионального на субширотное на участке между селениями Каротояк и Щучье.

### **1. Стадийность процесса образования и гляциологические предпосылки возникновения ДГС**

В ходе геолого-съёмочных работ, проводимых сотрудниками «Центргеологии» и Воронежской экспедиции было установлено наличие донной морены донского ледникового покрова в пределах возвышенной зоны поверхности эрозионно-денудационной равнины. На остальной территории ДГС покров был уничтожен в ходе последующего длительного воздействия денудационных процессов.

Анализ имевшихся и полученных нами материалов показал, что строение и история формирования структуры отличалась значительной сложностью. По результатам геоморфологических и структурно-геологических исследований в истории формирования ДГС было выделено пять разновременных стадий, которые названы по направлению вектора гляциодинамического воздействия на ледниковое ложе, который менялся во времени. По существу, выделенные тренды отражают направления течения основных потоков льда в примыкающих к структуре частях ледникового покрова.

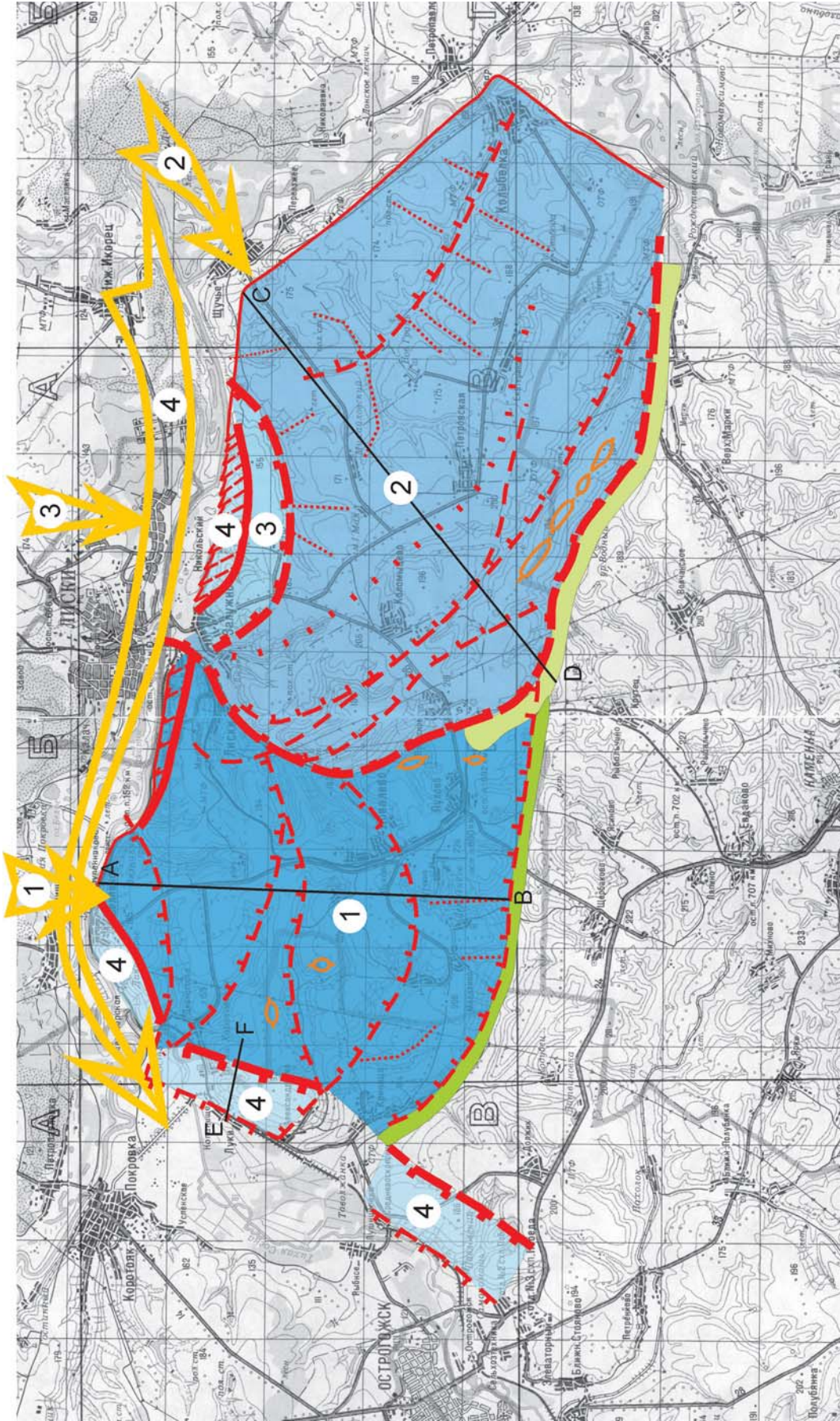
Первоначальная, наиболее ранняя стадия  $N_1$  – вектор гляциодинамического воздействия имел меридиональное (с севера) направление. Следующая стадия – стадия N-O – вектор гляциодинамического воздействия северо-восточный, третья стадия – стадия  $N_2$  – соответствует вновь гляциодинамическому воздействию севера. Наконец, последняя стадия, с меняющимся, обтекающим северную часть ДГС направлением течения льда, состоит из двух подстадий: N-N-O на западе и O-W на востоке.

Однозначного объяснения причин изменения направления движения льда в краевой части ледникового покрова может быть несколько. Остановимся, по крайней мере, на двух версиях. Первая из них – изменения направления воздействия могло быть связано с меняющимся количеством накопления осадков выше зоны абляции и динамикой изменения последней. Это, в конечном итоге, не только влияло на положения края покрова, но и могло сказаться на изменении планового расположения ледотоков в толще льда. При этом для нашего рассмотрения важно подчеркнуть, что как при наступании края ледникового покрова, так и при его отступании происходило активного течения льда, что находит свое отражение в гляциодинамическом воздействии на породы ледникового ложа. Все это хорошо известно гляциологам, но недостаточно учитывается исследователями, изучающими проявления древних оледенений.

Вторая версия – деформации в породах ледникового ложа могли быть разновременными.

Большей части территории ДГС свойственны деформации, связанные со стадией  $N_1$  и стадией N-O (рис. 2) Не исключено, что во время стадии  $N_1$  деформации, возникшие под ее влиянием, могли быть распространены на всей территории ДГС.

Позднее, в стадию N-O, ранее возникшие (в стадию  $N_1$ ) гляциотектонические нарушения были «срезаны», о чем свидетельствует установленное несогласие в пространственном расположении макродеформаций и различия между западным и восточным частями ДГС. Это позволило сделать вывод о более позднем возникновении нарушений, имеющихся в восточной части. Не исключено, что резкое изменение направления движения льда от стадии  $N_1$  к стадии N-O было разграничено во времени незначительным по длительности интерстадиалом. Подобная трактовка гляциального процесса уже свидетельствует о сложности процесса дегляциации, происходившем в данном районе вблизи края максимального распространения донского оледенения. Ранее о сложности процесса дегляциации западной части донской лопасти говорилось в публикации Г.В. Холмового [2008]. В этой работе была создана одна из возможных



**Рис. 2.** Модель строения ДТС

Цифры в кружках – стадии формирования структуры; стрелки – направление гляциотектонического воздействия; цифры на стрелках соответствуют номерам последовательных стадий формирования структуры; пунктирные кривые и точечные линии – наиболее крупные разрывные нарушения; эллипсовидные контуры – гляциопола; по южной границе структуры показаны каналы стока талых ледниковых вод

моделей процесса дегляциации, применительно к донской лопасти. В макромасштабе модель Г.В. Холмового может существенно усложниться, благодаря включению в нее разноранговых по длительности интерстадиалов.

В данном разделе также важно подчеркнуть еще один важный момент, который касается места возникновения деформаций, связанных с активно движущимся ледотоком. В этом отношении необходимо сказать, что возникновение мощных деформаций в породах ледникового ложа происходит не только у края покрова, его фронта, но и непосредственно под толщей движущегося льда на некотором удалении от края покрова. Это связано не только с рельефом поверхности ложа, но очень часто с рельефом поверхности ледникового покрова. Рельеф поверхности, например, ледниковой лопасти может быть различным, но нередко в ее периферической части возникает достаточно крутой уступ, разграничивающий разные по мощности льда части лопасти. Этот уступ является пограничным рубежом между неодинаковыми по своей динамике и воздействию на ложе толщами льда. Именно к зоне уступа на поверхности лопасти обычно приурочены максимальные градиенты давления на ложе. Это воздействие не является статичным, поскольку формирование уступа связано с активным поступлением льда из внутренних частей лопасти и соответственно пространственным смещением. В конечном итоге воздействие на ложе движущихся масс льда в большой степени является динамическим, что обуславливает направленность вектора гляциодинамического воздействия на толщу пород ложа близкое к касательному. Это находит свое отражение в ориентировке и структуре возникающих безкорневых гляциотектонических структур. К такому типу структур относятся, по существу, большинство деформаций в изученном районе. Одним из геоиндикаторов высказанного соображения является отсутствие участия толщ морены в строении рассматриваемых гляциотектонических деформаций. Участие морены обычно связано с движением льда по внутренним сколам. В нашем случае, отсутствие морены в изученных структурах дает основание думать, что значительную роль в их возникновении играло пластическое течение льда. При динамическом воздействии со стороны ледника мел и мелоподобный мергель, слагающие ледниковое ложе, в силу своих физико-технических свойств могли реагировать на возникшее давление как пластичными, так и широко распространенными в данном случае хрупкими деформациями.

Очень кратко рассмотрим в порядке постановки вопроса еще одну версию, связанную с длительным временным интервалом межледникового

ранга между выделенными стадиями. В этом отношении необходимо обратиться к западноевропейским, близким по возрасту гляциальным событиям. Среди них выделяется несколько одноименных оледенений, отличающихся друг от друга лишь номерами своих проявлений. В этой связи почему бы ни допустить, что разновременные деформации в породах ледникового ложа ДГС были образованы разными ледниковыми покровами, например, донским I и II. Но уровень исследований ледниковых отложений и их корреляции с неледниковыми образованиями оказался недостаточно детальным, чтобы можно было найти хотя бы небольшую зацепку в подтверждение высказанной данной версии. Необходимо обратить внимание на ряд разрезов, публикуемых Н.Г. Судаковой [2004] и В.Г. Глушковым [2011], которые описывают толщи морен, лежащих друг на друге без неледниковых осадков, разделяющих эти образования. Подобное залегание разновозрастных морен описывается во многих районах, но анализ подобных особенностей залегания ледниковых образований в породах донской области пока не привлек достаточного внимания исследователей. В этом отношении полезно было бы детально изучить включения рыхлых отторженцев в составе верхней донной морены, которые могут быть фрагментами толщ, разделяющих донные морены.

В заключение кратко подчеркнем наиболее важный итог данного раздела статьи. Главное – это признание меняющегося разностороннего направления гляциодинамического воздействия ледниковых масс на структуру ледникового ложа: северное, северо-восточное, северо-северо-западное и субширотное, переходящее в северное. Это воздействие происходило под влиянием движущегося ледникового покрова, независимо от стадии или фазы его развития (трансгрессивной или деградационной). Вместе с тем становится очевидным, что гляциодинамические деформации западной и восточной частей ДГС были разновременны, хотя оценить временной интервал между ними пока не представляется возможным. Вместе с этим оказалось возможным наличие изменяющегося вектора гляциодинамического воздействия во время последней стадии, что было связано с обтеканием ледопотоком возникшего препятствия в виде ДГС.

## **2. Гляциотектонические нарушения различных стадий образования ДГС и их отражение в рельефе и породах ледникового ложа**

Как отмечалось, стадия  $N_1$  образования ДГС отражает первоначальное зарождение рассматри-

ваемого сооружения. Гляциотектонические проявления стадии  $N_1$  четко выражены в рельефе западной части структуры (рис. 2).

Зарождение структуры было связано с возникновением парагенеза гляциодепрессии, прилегающей с севера к ДГС, и в настоящее время занятое широтным отрезком долины р. Дон. Подобный парагенез, прежде всего, свидетельствует о проявлении крайне интенсивного воздействия наступающего ледникового покрова на свое ложе. Напомним, что главный вектор течения льда во время данной стадии был меридионального направления с севера на юг, что реконструируется по ориентировке гляциотектонических нарушений. Дешифровка последних была установлена по анализу рельефа. Характерной особенностью рельефа является наличие широкой сети глубокого эрозионного овражно-балочного расчленения. Глубина балок достигает 80 м. Простирание балок близко к субширотному. Северные борта балок являются крутыми, а южные – пологими. В результате поверхность западной части ДГС оказалась расчленена балками на ряд фрагментов, полого наклоненных к северу, высотные отметки, которой изменяются от 220 до 160 м. Упомянутые фрагменты денудационной равнины в ходе расчленения овражно-балочной сетью в плане приобрили сегментоподобные очертания.

Приведенная характеристика балок и особенно их простирание оказывается поперечным к генеральному направлению движения донского ледникового покрова в фазу его наступления. Ассиметричный поперечный профиль балок, различные уклоны поверхности бортов, позволяет допустить, что в процессе активного динамического воздействия ледникового покрова на ложе, в последнем возникли крупные трещины, расчленившие территорию на упоминавшиеся сегментоподобные блоки.

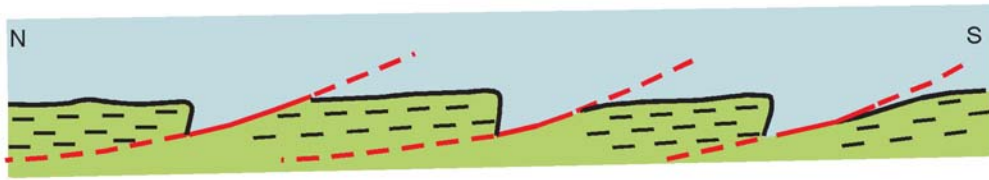
Впоследствии субширотно-ориентированные балки унаследовали возникшие ослабленные зоны и отпрепарировали фактически их первоначальную морфологию. В данном случае речь идет об асимметрии балок и различной крутизне их бортов, что не исключает возможности полагать о связи данной макротрещиноватости с процессом зарождения крупных гляционадвигов. Таким образом, отмеченная достаточно густая сеть балок, ориентированная поперек к генеральному направлению движения ледникового покрова в фазу его наступления, с нашей точки зрения, отражает значительные гляциотектонические нарушения в породах ледникового ложа. Кроме того, данная макротрещиноватость является начальным элементом формирования Дивногорского гляциотектонического сооружения. При этом возникновение показанных

субширотно-ориентированных нарушений (рис. 2) возможно отражает, в том числе перемещающийся существовавший уступ в рельефе поверхности краевой части движущегося ледникового покрова. Важно еще раз отметить, что в рельефе краевых частей современных ледовых покровов или ледников часто встречаются четко выраженные перегибы поверхности в виде уступов, разделяющих части толщи льда разной мощности и разной относительной высоты. Известно, что к подобным достаточно резким изменениям ледникового рельефа приурочены, как отмечалось, максимальные градиенты давления и соответственно вероятное гляциотектоническое воздействие на ледниковое ложе. Возможно, возникновение сегментовидной формы участков ложа, ограниченных макротрещинами, связано как раз с изменением и соответственно миграцией пространственного расположения уступа в рельефе поверхности глетчера в трансгрессивную его фазу. В конечном итоге можно достаточно уверенно говорить о том, что субширотная макротрещиноватость, отражающая возникавшую надвиговую структуру представляет собой этап начального образования ДГС. При этом необходимо обратить внимание на то, что при описании западной части ДГС речь шла о зарождающихся надвиговых структурах в породах ледникового ложа, поскольку пока не имеется каких-либо материалов, позволяющих судить об амплитуде их смещений (рис. 3).

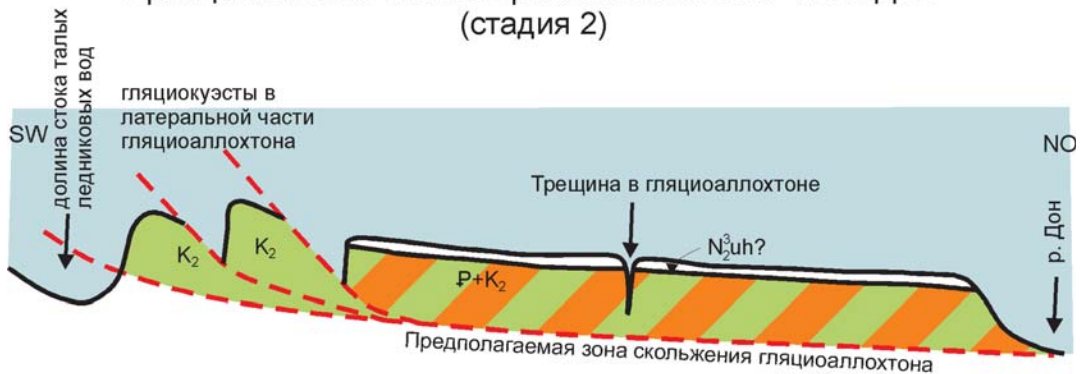
**Гляциотектонические проявления стадии N-O** выражены в рельефе восточной части ДГС. Рельеф восточной части ДГС представляет собой слабо расчлененную равнину, поверхность которой наклонена на северо-восток. Абсолютные высоты изменяются от 200 м на юго-западе до 170 м на северо-востоке. В центральной части равнина имеет лишь одну крупную балку, в устье которой находится селение Колыбелка. Верховья балки подходят к хутору Михайловский. Тальвег балки имеет азимут простирания  $315-320^\circ$  (максимальная протяженность до 30 км). Вблизи данной балки поверхность равнины расчленена достаточно густой сетью коротких оврагов-балок с пологими бортами. Практически все овраги-балки субпараллельны и имеют азимут простирания около  $45^\circ$ .

На юго-западе рассматриваемой территории в ее латеральной части имеются две крупные субпараллельные балки, азимут простирания которых около  $315-320^\circ$ . Расстояние между тальвегами балок 2–2,3 км. Наиболее внешняя из них ограничивает с востока ДГС. В приустьевой части ее расположено селение Марки. Морфология обеих балок идентична: в поперечном профиле они ассиметричны, левые их борта крутые, а правые пологие. Межбалочное пространство представ-

Принципиальная схема строения фрагмента ДГС, сформированного в стадию 1



Принципиальная схема строения восточной части ДГС (стадия 2)



Принципиальная схема строения восточной части ДГС по линии Е - F (стадия 4)

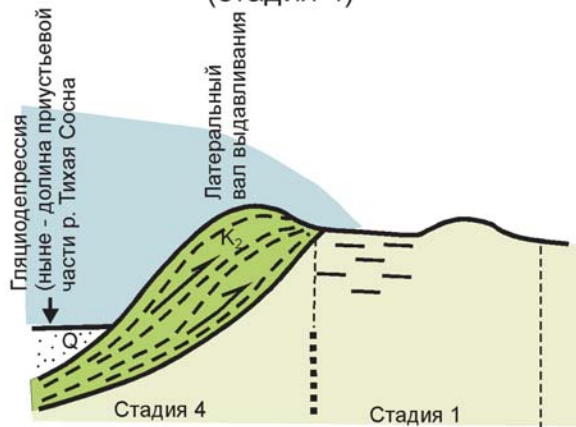


Рис. 3. Принципиальные схемы строения ДГС, возникшие в стадии 1, 2, 4

ляет собой грядоподобную возвышенность с пологим северо-восточным склоном и крутым юго-западным (рис. 2)..

На поверхности юго-западного участка ДГС по данным геологической съемки развиты верхнеэоценовые глины, пески, мергеля киевской свиты. Северо-восточная граница распространения на поверхности равнины отложений киевской свиты представляет собой слабо выпуклое к юго-западу ограничение, в центральной части которого расположено селение Петровское. На юго-западе распространение этих образований на поверхно-

сти ограничено бровкой левого борта внутренней балки. Территория двух субпараллельных балок с поверхности сложена верхнемеловыми отложениями. Северо-восточнее распространения на поверхности верхнеэоценовых образований развиты усмань-хапровские слои верхнего плиоцена. Это глины серые, красно-бурые и пески. Возраст этих образований, как отмечают авторы листа геологической карты, требует своего уточнения.

Важно отметить, что территория распространения отмеченных кайнозойских образований отличаются друг от друга по абс. отметкам. Верхне-

эоценовые отложения развиты на участках равнины с высотными отметками 200 м, а неогеновые – на участках равнины с отметками 175–170 м. Наконец, грядоподобное возвышение с отметками около 180 м сложено, начиная с поверхности, отложениями верхнего мела. Приведенный геолого-геоморфологический облик восточной части ДГС (за исключением сегментоподобного блока южнее с. Никольский) нами рассматривается как смещенный с северо-востока крупный гляциоаллохтон, строение юго-западной части которого осложнено гляционадвиги (рис. 3).

На юго-западной окраине территории выделяются два гляционадвиги, по которым возникли две упомянутые выше балки. Расположенная между балками грядоподобная возвышенность, имеющая куэстоподобный облик и ограниченная двумя надвигами, относится к специфической форме рельефа – гляциокуэсте. Субпараллельная зона гляционадвиги фиксируется по резкому изменению высоты в зоне контакта верхнеэоценовых и верхнеплиоценовых отложений. Более того, кулисообразно расположенные две балки-притоки, впадающие во вторую балку (от края восточной части ДГС), скорее всего, унаследовали возникшие достаточно крупные трещинные образования. Не исключено, что кулисообразность их расположения связана с возникавшими нарушениями правостороннего гляциосдвига (рис. 2). При этом вершины балок-притоков, отклоняющиеся к северо-западу, скорее всего, наследуют не полностью отдешифрованную линию гляционадвиги. Что касается балки, в устье которой расположено селение Колыбелка, то ее возникновение, связано, видимо, с унаследованием крупной ослабленной зоны трещиноватости без каких-либо геоиндикаторов смещений надвигового типа.

Интересным моментом является субпараллельность всех отмеченных, описанных структур и элементов рельефа и, что очень важно, несомненно, направленный с северо-востока вектор тренд гляциодинамического воздействия. Наконец, еще один момент, упоминавшийся выше – это несогласие в соотношениях гляциотектонических нарушений западной и восточной частей ДГС. Последнее позволяет предполагать отмирание меридионального вектора гляциодинамического воздействия и возникновение северо-восточного. Как отмечалось, изменение данного воздействия было связано с кратковременным интерстадиалом.

Наконец, необходимо обратить внимание на своеобразные гляциотектонические формы рельефа, возникновение которых было связано с механизмом образования гляциопротрузионных структур. Эти структуры, отпрепарированные денудацией, выделены в качестве гляциокуполов.

Распространены они в юго-западной периферической области рассматриваемого участка ДГС. Эти формы рельефа встречаются как отдельно стоящие, так и расположенные в виде непротяженных цепочек. Это куполообразные, как округлые, так и удлиненные холмы, «насаженные» на плоской поверхности денудационного плато или на пологих склонах балок в зоне контакта западной и восточной частей ДГС. Высота этих холмов может достигать 20–25 м. Пока только в одном из отложений подобного холма удалось установить, что данные формы рельефа по особенностям строения могут рассматриваться в качестве гляциопротрузий [Лаврушин, 1976]. Этот холм конусообразной формы расположен вблизи ж/д станции Откос и в популярной литературе называется г. Шатрище (рис. 4). В своей нижней части в изученном разрезе данного холма имеются выходы значительно сцементированного писчего мела, в котором «плавают» конкреции фосфоритов в поперечнике достигающие 2,5 см (рис. 4, врезка). По данным рентгеноспектрального анализа конкреций содержание  $P_2O_5$  составляет 19,58%.

В этом плане необходимо отметить, что в низележащих песках сеномана имеются в виде прослоев и в рассеянном виде конкреции фосфоритов. Не исключено, что при процессе выдавливания конкреции фосфоритов были внедрены в материал писчего мела, находившийся в пастообразном виде. После спада напряжений паста превратилась в бетон, что обусловило существенно большую прочность породы, в отличие от обычного писчего мела.

На упоминавшейся выше гляциокуэсте, на ее слабо наклоненной плоской поверхности имеется несколько небольших гляциокуполов, имеющих удлиненную эллипсовидную форму, относительной высотой 15–20 м. Данные холмики располагаются примерно по продольной оси гляциокуэсты. Возможно, такое расположение связано с имеющейся макротрещиной. Как показали исследования в краевых зонах материковых оледенений [Лаврушин, 1976], подобного типа структуры распространены достаточно широко. Отличие их от рассматриваемых структур состоит в том, что сложены они рыхлыми четвертичными отложениями с участием моренных образований. Важным принципиальным отличием гляциопротрузионных структур ДГС является то, что данный процесс происходил исключительно внутри пород ледникового ложа.

Южное обрамление ДГС ограничено двумя крупными балками. На западе в устье балки находится селение Криница, а в восточной части сел. Марки. Верховья этих балок соединяются друг с другом, образуя сквозную долину. По нашим пред-



**Рис. 4.** Гляциокупол (гора Шатрище). «Плавающие» конкреции фосфоритов в отложениях мела туронского возраста в нижней части гляциокупола (слева на врезке – темные включения)

ставлениям, первоначально возникновение этой сквозной долины было связано со стоком талых ледниковых вод из приледникового бассейна, существовавшего в гляциодепрессии, ныне занятой низовьями р. Тихая Сосна. Позднее, при активизации ледниковой лопасти стадии 2, сток талых вод с восточной части глетчера частично унаследовал уже существовавшую долину стока западного водного потока. При этом, может быть, правильнее называть образовавшиеся долины каналами стока катастрофического спуска талых вод.

Что касается стадий  $N_2$  и стадии N-N-O; O-W то, в целом, они оказали моделирующее влияние на формирование ДГС и, по существу, завершали ее образование. При рассмотрении гляциодинамического воздействия этих стадий на строение ДГС мы придерживаемся представлений о том, что между ними был кратковременный интерстадиал. В отношении последней стадии развивается идея об одновременном разнонаправленном гля-

циодинамическом воздействии ледниковой лопасти покрова, менявшей свое направление в ходе обтекания возникшего препятствия в виде ДГС.

Кратко рассмотрим **третью стадию – стадию  $N_2$**  которая относится к вновь возникшему кратковременному гляциодинамическому воздействию с севера, которое нашло свое отражение лишь на территории восточной части ДГС.

В этом отношении обратим внимание на северную часть ДГС. В районе южнее сел. Никольское имеется блок плато со слабо наклоненной к северу поверхностью, имеющий абс. высоту 155 м. С юга этот фрагмент, протяженностью с запада на восток около 10 км и шириной до 3,5–4 км, ограничен долиной балки, верховья которой очень близко подходят к верховьям одного из оврагов южнее пос. Залучино. В результате рассматриваемый блок имеет полуэллипсоидальное очертание и рассматривается нами как сравнительно небольшой гляциоаллохтон, перемещенный из формирующей-



ся с севера прилегающей к ДГС гляциодепрессии, занятой в настоящее время широтным участком долины Дона.

Важно отметить четко выраженное геоморфологическое несогласие данного субширотного гляциоаллохтона, перемещенного с севера, с макроаллохтоном всей восточной части ДГС. Это позволяет высказать мнение о том, что после прекращения ледотока, двигавшегося с северо-востока, гляциодинамическая структура края ледникового покрова изменилось на меридиональное направление.

Рассмотрим теперь гляциодинамические процессы, создающие гляциотектонические деформации в заключительную стадию формирования ДГС. В северо-западной части ДГС гляциодинамическое воздействие происходило в основном с северо-северо-востока (N-N-O), а восточнее создаваемое напряжение на ледниковое ложе имело направленный вектор близкий к субширотному: с востока на запад (O-W). Можно думать, что в рассматриваемую стадию ледниковый покров, по- существу, захватывал территорию ДГС лишь своей латеральной частью. В связи с изложенным, гляциотектонические деформации оказались приуроченными к узкой полосе на северной и северо-западной окраине сооружения. В связи с этим для изложения имеющегося материала мы сочли целесообразным данную стадию подразделить на две подстадии: N-N-O и O-W.

На северо-западной окраине в рассматриваемую подстадию (N-N-O) основной поток льда проходил в гляциодепрессии, занятой низовьями Тихой Сосны, между современным пос. Каротояк и ст. Копанице. В рельефе вдоль края западной части ДГС имеется гряда субмеридианального простирания, которая несколько возвышается над прилегающим плато, испытывавшем воздействие стадии  $N_1$  (рис. 2). В этом отношении следует особенно подчеркнуть, что между рассматриваемой грядой и основными элементами рельефа плато имеется четко выраженное несогласие. Это свидетельствует об их разновозрастности; рассматриваемая гряда является относительно более молодой. Приуроченность гряды к борту гляциодепрессии (занятой ныне долиной реки Тихой Сосны) позволяет рассматривать ее как валоподобную гляциотектоническую структуру выдавливания субмеридианального простирания, образовавшуюся вблизи краевой части мощного ледового потока, формировавшего не только ее, но и упомянутую тихососненскую гляциодепрессию (рис. 3).

Проведенные структурно-геологические исследования в пределах данной гряды позволили установить наличие в ней нескольких типов гляциотектонических нарушений, имеющих признаки

сдвигово-надвиговой кинематики. Важнейшими из них являются гляционадвиговые чешуи, надвигоподобные «потоки», складки, дайкоподобные структуры, широко развитая вертикальная трещиноватость и наличие субгоризонтальной отдельности, связанной с плоскостям сдвига-среза.

Четко выраженная гляционадвиговая чешуя была обнаружена в разрезе верхней части восточного борта крупной балки – северного отвершка балки Голой, почти напротив гостиницы. В данном разрезе, известном как «Безымьянная дива», с нашей точки зрения, обнажен фрагмент надвиговой чешуи. Этот фрагмент интересен по двум обстоятельствам.

Первое из них – это его высокое гипсометрическое положение и расположение на восточной окраине валоподобной структуры. Второе – это особенность строения данного фрагмента, в котором выделяются три яруса (рис. 5), разделенных субгоризонтальными поверхностями надвигов.

Верхний и нижний яруса этой «Дивы» сложены монолитным мелом. В средней части можно наблюдать очень сложное строение. В породах, слагающих данный фрагмент, имеется трещиноватость, представленная как вертикальными, так и субвертикальными трещинами (углы падения от 90 до 70°). Азимуты простирания трещин образуют два сегмента 350–300° и 270–220°. Данные трещины относятся к трещинам гляциодинамического сжатия с несколько меняющимся вектором направленности основного давления, на которое реагировали породы слагающие борта ледникового ложа активного двигающегося по гляциодепрессии ледового потока. Помимо отмеченных субвертикальных трещин в породах, слагающих средний ярус надвиговой чешуи, имеется субгоризонтальная отдельность (рис. 6), которая рассматривается нами как отражение гляциотектонического сдвига – сдвига, возникшего при продолжавшемся давлении со стороны ледотока на почти прекратившую свое движение надвиговую чешую. Таким образом, в рассматриваемом разрезе выделяются гляциотектонические индикаторы, возникавшие, как в процессе активного перемещения надвиговой чешуи, так и хрупкие деформации, характеризующие стационарное положение чешуи. В частности, об этом свидетельствует то, что субвертикальные трещины секут горизонтальную наслоенность, имеющуюся в этой части чешуи, и субгоризонтальную отдельность процесса сдвига-сдвига. Конечно, данное подразделение хрупких деформаций имеет отношение лишь к средней части чешуи, процесс возникновения которой был связан, как указывалось, с активным ее перемещением. Поэтому, есть все основания считать, что образование субвертикальных трещин



**Рис. 5.** Ярусность строения Безымянной «дивы»



**Рис. 6.** Субгоризонтальная наложенность в среднем ярусе «дивы»

сжатия происходило уже в последующей, иной гляциотектонической ситуации, для которой были свойственны лишь напряжения сжатия, не достигшие степени проявления смещений сдвига-среза или пластического течения.

В верхней толще чешуи, также имеется субвертикальная трещиноватость, возникновение которой произошло, скорее всего, при ее стационарном положении. В этом отношении, для окончательного варианта динамической интерпретации трещиноватости в верхней части чешуи пока недостаточно имеющихся материалов. В этом плане важно уточнить соотношение от вертикальной трещиноватости в обеих частях разреза, и также наличие или отсутствие на стенках трещин зеркал скольжения или сохранившихся фрагментов в виде примазок сцементированной меловой пасты на плоскостях, расчленяющих толщу мела на отдельные блоки.

Теперь обратимся к материалам, полученным при изучении карьера Копанище, которые характеризуют строение нижней части рассматриваемой субмеридиональной гряды, испытавшей интенсивное воздействие со стороны латеральной части движущегося ледового потока. В этой связи, рассмотрим, прежде всего, структуры надвигоподобных «потоков» (рабочий термин). В этих структурах иногда можно наблюдать сложное строение. Внутри одной из подобных структур было отмечено вложение друг в друга ложкоподобных элементарных «потоков». При этом одним из таких сложнопостроенных «потоков» в его центральной части имелся элементарный поток со структурой, близкой к брекчиевидной. Образование последней было связано с разрушением отдельности, присущей толще мела, под воздействием интенсивных напряжений, возможно, связанных с большими скоростями перемещения материала в этой части «потока». В латеральной части внешнего элементарного потока в толще мела сохранилась субгоризонтальная отдельность, расчленяющая толщу на более мощные пласты (1,0–1,5 м). Это дает основание думать о дифференцированных скоростях перемещения материала внутри рассматриваемого типа структур (рис. 7).

Еще одна важная особенность этих структур, которая была обнаружена при структурно-геологических исследованиях. Азимут падения бортов ложкоподобных структур составляет примерно  $330^\circ$ , а углы падения бортов достигают  $40\text{--}60^\circ$ . Внутри ложкоподобных составных частей потока, пласты мела имеют меняющийся азимут простирания, образующие сектор от  $350$  до  $10^\circ$  при углах падения  $40^\circ$ . Такие углы паде-

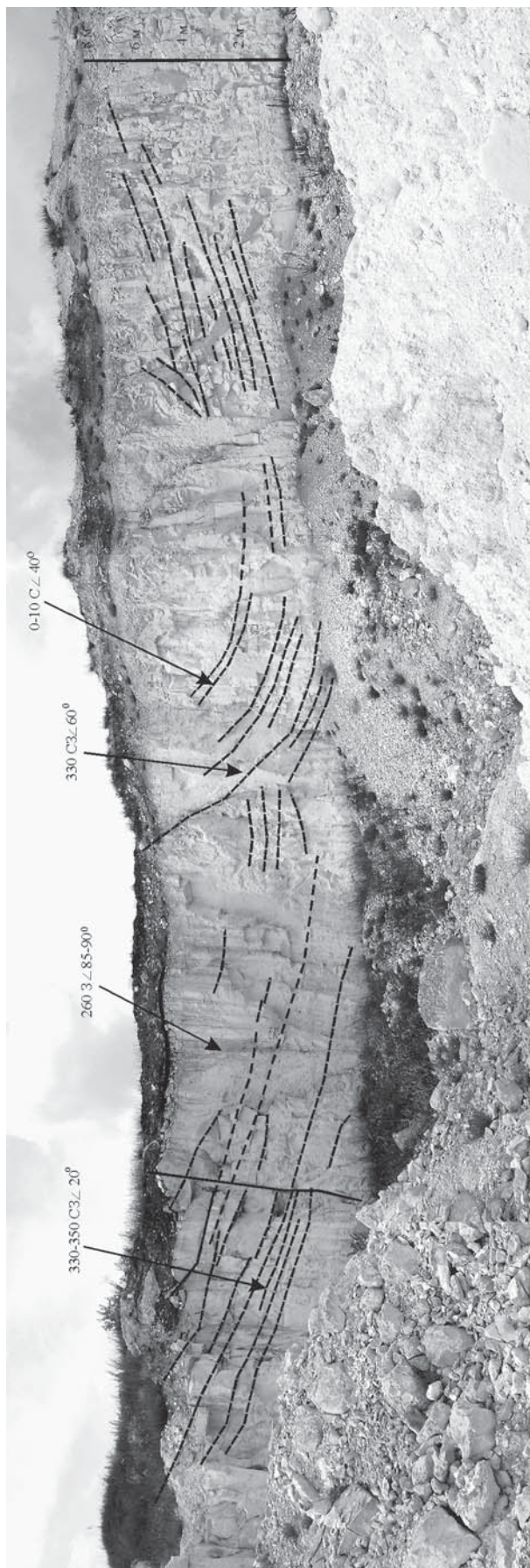


Рис. 7. Сложнопостроенный надвигоподобный «поток» (карьер Копанище)

ния не противоречат представлениям об отнесении подобных структур к типу структур выдавливания под значительными углами снизу вверх.

Интересно, что потоково-надвиговые структуры выжимания, естественно связаны с известной пластичностью мела, но они не пользуются сплошным распространением. Они перемежаются со значительными блоками мела, подвергшимися различной интенсивности трещинообразования.

Иногда с надвигово-потоковыми образованиями в парагенетической связи находятся складчатые структуры. Это удалось наблюдать лишь в одном случае (рис. 8). Складки встречаются и без видимой связи с надвигово-потоковыми структурами. В одном из рабочих уступов карьера была зафиксирована складка, образованная пластами мела. Ось складки имела широтное простирание, а крылья имели почти одинаковые углы падения от 5 до 15°.

Интерес представляет обнаружение дайкоподобной структуры в верхней части карьера. В толщу мела оказалось внедрено крупное тело – дайка, сложенная песчано-глинистыми породами бурого

цвета (рис. 9). Дайка ограничена системой трещин простирания 260° и 330°. При этом трещины простирания 260° субвертикальны, а трещины 330° имеют угол наклона 70–80°. По контакту песчаных пород дайки с меловыми отложениями наблюдаются зеркала скольжения, примазки черных уплотненных глин, а также мелкие складчатые деформации, глиняные окатыши (рис. 10). К востоку от дайки продолжается система трещин простирания около 340, по которым в толщу мела проникают песчано-глинистые прослои бурого цвета.

Наконец, как уже отмечалось, в толще мела широко развито различной густоты трещинообразование, которой рассматривается нами как отражение процессов сжатия (рис. 11 А, Б). Углы падения трещин близки к вертикальным. Распределение их в массиве мела различно – имеется смена интенсивно трещиноватых пород с более массивными блоками. Зоны интенсивной трещиноватости имеют мощность 0,5–1,5 м, а с более разреженной трещиноватостью блоками, ограниченными трещинами достигают мощности 3–5 м.



**Рис. 8.** Фрагмент северного крыла пологой складки (карьер Копанице)



**Рис. 9.** Дайка, сложенная песчано-глинистыми отложениями (карьер Копанице)

Изучение трещиноватости показало, что азимуты их простирания могут быть объединены в 3 системы (около  $270^\circ$ ,  $310\text{--}330^\circ$  и субмеридиональные), которые отражают меняющуюся последовательность процессов гляциодинамического сжатия. Первая группа связана с давлением ледника близким к меридиональному, вторая – с давлением с северо-запада, а третья – с давлением с запада. Подавляющее большинство трещин имеет угол падения  $90^\circ$ . Необходимо отметить еще один важный момент – на плоскостях блоков мела, которые образованы в ходе трещинообразования, часто можно наблюдать близкие к горизонтальному зеркалу скольжения. Это значит, что трещино-

образование сопровождалось смещением блоков относительно друг друга.

Подводя основной итог рассмотрению формирования ДГС в подстадию N-N-O необходимо отметить, что основное гляциодинамическое воздействие потока льда на северо-западную окраину структуры выразилось в формировании волнообразной структуры выдавливания осадочного материала. Процесс образования данной структуры был связан с выдавливанием мела из возникавшей гляциодепрессии.

Кроме того, северо-западный угол ДГС поворачивающим к югу ледовым потоком оказался почти нацело срезан. В ходе его срезания и зна-



**Рис. 10.** Зеркала скольжения на контакте дайки и меловых пород (карьер Копанище).

чительного трения в зоне отрыва блока мела, образовавшего упомянутый угол, возникла мощная толща меловой муки, послужившая основой для формирования Больших див. С зачаточным смещением блока меловых пород в районе мужского монастыря связано образование Малых див. Механизм этих форм рассматривается в следующем разделе настоящей статьи.

Очень кратко рассмотрим гляциотектонические деформации, возникшие в подстадии О-В на севере восточной части территории ДГС. Проявление деформаций установлено на севере восточной части ДГС на блоке, возникшим в стадию  $N_2$ . На северной окраине блока в узкой полосе, прилегающей к южному борту долины Дона, обнаруже-

на система коротких оврагов, приустьевая часть которых в плане имеет асимметричное зубчато-пилообразное очертание (рис. 2). Предполагается, что данная система возникла в процессе широтного движения (с востока на запад) ледового потока и отражает зарождение элементов сдвиговой кинематики.

Более того, не исключено, что образование Больших и Малых див было связано также с проявлением сдвиговой кинематики, но более крупного масштаба.

В заключение данного раздела подведем главный итог. Суть его состоит в том, что направленность гляциодинамического воздействия ледового потока на ложе отличалось значительной измен-



**Рис. 11.** Проявление трещиноватости в меловых породах (карьер Копанице)  
 (а – интенсивная, б – разреженная)



чивостью. Последняя достаточно определенно свидетельствует о сложности процесса дегляциации. Наконец, еще одно важное замечание. В комплекс ДГС необходимо включить не только охарактеризованную возвышенную территорию, но и прилегающую к ней значительную гляциодепрессию в пределах существующих ныне долин Дона и Тихой Сосны.

### 3. Строение и механизм образования див

Одной из замечательных и привлекательных природных памятников на территории ДГС являются меловые Дивы, представляющие собой сложенные мелом столбы, как бы вырастающие из крутого склона (рис. 12, 13). В настоящее время в районе Дивногорья остались две группы меловых столбов – «Большие Дивы» и «Малые Дивы». Большие Дивы нависают над Тихой Сосной, высота Див достигает 8 метров, поперечник их основания около 20 м. Всего таких Див на человеческой памяти было 27, из которых сохранилось только 4. Остальные были взорваны в связи со строительством железной дороги (были опасения, что фрагменты див могут обрушиться на полотно). Малые Дивы располагаются в низовье Дивногорской

балки, открывающейся в долину Дона. Высота их достигает 5–7 метров.

Дивы давно привлекали внимание путешественников и краеведов. Первые сведения о них содержатся в записках Игнатия Смольянина, спутника митрополита Пимена, направлявшегося летом 1389 г. из Москвы в Константинополь «видели столпы каменные белые, дивно и красиво стоят они рядом, маленькие стога, белы и очень светлы над рекою над Сосною». В апреле 1769 года Дивногорье посетил С.Г. Гмелин, участник академической экспедиции 1769–1774 гг. «... видели на самой середине горы около 20 пирамид, кои стояли сряду одна подле другой, и каждая находилась в расстоянии на две или три сажени»

Существует несколько гипотез происхождения Див, некоторые из них весьма экзотические. Всего по литературе можно выделить три основных гипотезы.

1. Эрозионно-денудационная гипотеза была впервые выдвинута 1860 г. Л.Б. Болиховским в книге «Историческое, географическое и экономическое описание Воронежской губернии». В «памятной книжке» Воронежской губернии (1864 г) сказано «происхождение этих див самое прозаическое: образовались они от того, что гора



Рис. 12. Фрагмент Больших див





Рис. 13. Малые дивы.

осыпается, особенно весной, и обнажает плотные слои мела, вкоренившиеся в почве на далекую глубину».

2. Воронежский географ Ф.Н. Мильков в 1954 г. выдвинул и в дальнейшем развивал другую гипотезу. Пески, подстилающие толщу писчего мела вымываются подземными водами и образуются обширные пустоты. Мел проседает и растрескивается. Затем трещины обрабатываются атмосферными осадками, частично расширяются, а стенки мела уплотняются, превращаясь в известняк. Именно эти плотные обызвестковившиеся отдельности писчего мела сохранились в виде Див.

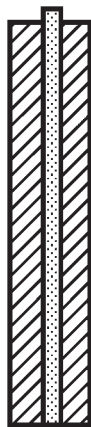
На основе результатов проведенных исследований нами развиваются представления о достаточно сложном происхождении див. Основу этих представлений составляют два фактора последовательно сменивших друг друга. Первый из них связан с гляциотектоникой, а второй, – с последующими денудационными процессами. Рассмотрим эти два фактора подробнее, тем более что наличие див является одной из важных особенностей строения ДГС.

Анализ полученных материалов позволил выделить два типа див. Первый из них образован перетертой сцементированной «пастой» мела, по строению которой выделено, по крайней мере, три разновидности (рис. 14). Первая из них – это отсутствие в толще «пасты» какой-либо текстуры.

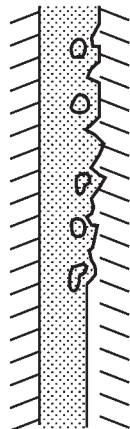
Вторая разновидность имеет более сложное строение (рис. 15). В центральной части дивы имеется слабо выраженная вертикальная текстура, а в латеральной ее части, примыкающей к надвиговому блоку – имеются неокатанные фрагменты писчего мела «плавающие» в пасте (рис. 16).

Третья разновидность – это каплеподобные (только по форме, а не по размерам) наплывы пасты, лежащие друг на друге, имеющие наклоненность близкую к субгоризонтальной или слабо наклоненную. Наиболее характерным примером данной разновидности является Дива, в которой сделан вход в храм XVII в.

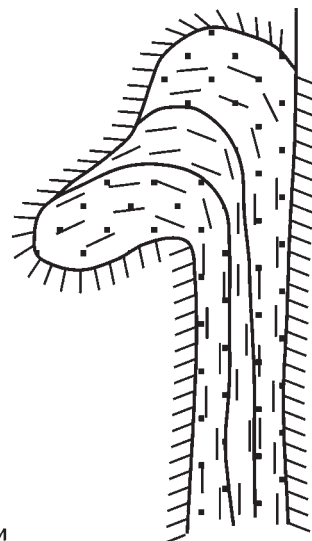
Все три разновидности слагают Большие Дивы, находящиеся непосредственно в Дивногорье. Как ясно из приведенной типизации материала, слагающего Большие Дивы, основу его составляют



При взаимном трении пластин возникает меловая мука, которая пропитывается талой водой и превращается в пасту. При спаде напряжений происходит бетонирование пасты



"Плавающие" обломки в пасте



Каплеобразные излияния пасты из крупной широкой полости

Рис. 14. Разновидности див



щины сжатия, которые расчленят песчий мел на вертикально стоящие пластины. В процессе продолжающегося сдавливания образованные и ограниченные трещинами пластины смещаются относительно друг друга. В ходе взаимного трения пластин мел, слагающий их, растирается и возникает так называемая меловая мука, которая при взаимодействии с водой превращается в пасту, а после спада напряжений цементируется и превращается практически в бетон.

Возникновение воды, смачивающей муку, связано с трением друг о друга блоков мерзлых пород. Обычно мерзлота присутствует под ледниковыми покровами. В ходе продолжающегося давления возникающая паста заполняла образовавшиеся трещинообразования полости. После спада давления, благодаря цементации пасты и возникшие ранее полости оказывались полностью или частично «залеченными». Естественно толщина или мощность возникающих сцементированных пластин зависела от величины приложенного гля-

Рис. 15. Дива с выраженной зональностью строения



**Рис. 16.** «Плавающий» обломок мела в толще дивы

циодинамического давления и длительности его воздействия. Есть признаки того, что проявления этого процесса могло быть кратковременно прерывистым. В результате полость могла уже быть первично слабо зацементированной. При вновь возникшем значительном давлении трещина вновь возникала, образовывалась новая порция меловой муки и происходила ее последующая цементация. В результате в толще зацементированной пасты возникают вертикальные наслоения, разграничивающие элементарные первичные порции возникшей пасты. Возможно, что при спаде давления и прекращении трения, насыщенная влагой паста не только цементировалась, но и вновь замерзала. В процессе замерзания часть воды вытеснялась, и на поверхности возникшего бетона появлялись тонкие прослойки режеляционного льда, разграничивающие упомянутые элементарные порции пасты.

Не исключено, что некоторые трещины в процессе трещинообразования в своей верхней части могли оказаться достаточно значительно раздвинутыми и открытыми. Это способствовало тому, что из ниже расположенной суженной части трещины порционно изливалась паста и цементировалась в виде каплеобразных натеков. Подобного типа процесс был, как мы уже отмечали, свойствен

ен при образовании дивы, в которой расположено упоминавшееся храмовое сооружение XVII в. в цепочке Больших Див в пос. Дивногорье.

Что касается первого безтекстурного монолитного типа строения див, то их формирование могло быть связано с тем, что их возникновение происходило в суженной части полости, возникшей в процессе гляциотектонического воздействия. Подобное предположение в зоне распространения Малых Див, может быть принято в связи с более их низким гипсометрическим положением. В этом отношении мы полагаем, что дивы, формировавшиеся гипсометрически выше, заполняли расширенную часть, образовавшейся полости. Конечно, для образования меловой муки необходимо не только возникновение трещин сжатия, но и смещение возникших блоков мела относительно друг друга. Геологическим индикатор процесса латерального смещения могут служить упоминавшиеся выше элементы зеркал скольжения, обнаруженные на контактах сомкнутых трещин в карьере Копанице. В связи с изложенными наблюдениями можно думать, что при движении ледникового покрова происходило не только образование трещин сжатия, но и смещение возникших пластинообразных межтрещиновых блоков относительно друг друга.

При этом перемещение пластин друг по другу с глубиной уменьшалось. На гипсометрически низких участках (карьер Копанище) возникали лишь слабо выраженные зеркала скольжения без следов меловой муки. Гипсометрически выше (овраг у мужского монастыря, Малые Дивы) появлялись уже небольшой толщины прослои – следы преобразования первичного мела в так называемую муку трения. Еще гипсометрически выше – Большие Дивы – можно допустить, что возникшие трещины под динамически воздействием ледника расширялись и одновременно запечатывались образующейся пастой. Судя по строению дивы, в которой имеется вход в храм XVII в., процесс выдавливания был кратковременным прерывистым. При этом не исключено, что в этом случае возможно паста была более густой, а внутри возникшей полости было локальное расширение. Это способствовало наслоению друг на друга каплеподобных по форме выплескиваний пасты, как это наблюдается в вышеуказанной диве.

Естественно, что гляциотектонические процессы необходимо рассматривать как потенциальную возможность возникновения див. Роль гляциотектонических процессов сводилась, по существу, к образованию трещин и образованию в расширенных их частях бетонированных «заборов». Возникшие очень прочные прерывисто линейно стоящие скалы (дивы) были отпрепарированы процессами склоновой денудации. Тем не менее, имеется некоторое сходство и различия между Малыми и Большими Дивами. Сходство заключается в том, что эти образования расположены на северо-западном уступе ДГС и имеют одинаковый азимут простираения – 320–140°. Это позволяет думать, что в ходе гляциодинамического воздействия в массиве меловых пород возникли крупные субпараллельные трещины со сдвиговой компонентой, которые и послужили основой для возникновения рассматриваемых форм рельефа.

Как упоминалось, в этой части ДГС имелся небольшой угловой выступ. При этом допускается, что в ходе продолжающегося воздействия ледового потока угловой выступ был оторван, сдвинут и разрушен движущимся льдом. Отрыв углового массива произошел по возникшей ослабленной зоне по контакту между сцементированной пастой и мелом, слагающим фрагмент структуры ДГС. В результате Большие дивы, частично, могли возникнуть как формы рельефа уже в результате гляциотектонических процессов, а последующая их моделировка осуществлялась в ходе склоновой денудации. Что касается Малых Див, то их возникновение как форм рельефа могло быть нацело связано с процессом оврагообразования. В связи с изложенным

Дивы можно отнести к типу гляциотектонически-денудационных форм рельефа.

#### **4. Некоторые моменты геологической истории овражно-балочной сети территории ДГС**

Анализ овражно-балочной сети территории ДГС представляет интерес в различных аспектах. Первый из них это рельефообразование и геологическая история этой сети, позволяющие судить о геоморфологических закономерностях формирования рельефа рассматриваемого участка Средне-Русской возвышенности. Второй – это унаследованная связь и предрасположенность овражно-балочной сети к гляциотектоническим нарушениям. По-существу, как ясно из изложенного выше в настоящей статье, в изученном районе данная связь послужила одной из основ возникновения концепции формирования рассматриваемой гляциотектонической структуры. Наконец, третий важный аспект состоит в том, что на примере исследованного района можно судить о начальной стадии мобилизации осадочного материала и процессов его переноса в конечный водоем стока. Конечно, данный пример относится лишь к платформенной обстановке, для которой были свойственны резко меняющиеся климатические ситуации. Как было показано в недавно опубликованной работе [Лаврушин и др., 2011], в области начального этапа транспортировки материала в пределах гляциотектонически преобразованных равнинных территорий в климатических обстановках холодных аридных и семиаридных ландшафтов осадочные процессы характеризуются неоднократной сменой интенсивности седиментогенеза при часто возникающих проявлениях лавинных скоростей осадконакопления. В данной обстановке имеются промежуточные, временно задерживающие транспортируемый материал, седиментационные ловушки. Эти ловушки представлены двумя типами. Первый из них характеризуется свободным выходом на открытую, не ограниченную бортами равнину. В этом случае во внешней приустьевой части формируются конуса выноса, в которых происходит аккумуляция значительного количества выносимого материала.

Второй тип связан с образованием внутренне-го приустьевого расширения, образование которого обусловлено интенсивным размывом бортов. Подобная направленность эрозионных процессов обусловлена в приустьевой части более прочных пород, создающих затруднение при выходе потока из эрозионной формы. Применительно к рассматриваемому району подобными трудно размываемыми участками могут являться «забетонированные» гляциотектонические трещины. По-существу, речь может идти о наличии «корней» существовавших див. Яркий пример подобного

типа ловушки описан в приустьевой части оврага Лошадь [Лаврушин и др., 2011].

Приоритетная роль в процессе осадконакопления в тальвегах оврагов и их приустьевых частях принадлежала высокоплотным селевым потокам, а на склонах – прерывистому во времени делювиообразованию, что было связано с меняющимися палеоатмосферными событиями. Роль гравитационных процессов обычно была незначительна, но в таких оврагах как Лошадь, в приустьевой части которых находились дивы, процессы гравитации могли проявляться в значительной степени.

Естественно, основная транспортировка материала осуществлялась по овражно-балочной сети, поэтому могут представлять интерес в связи с изложенным, те некоторые моменты геологической истории овражно-балочной сети территории ДГС, которые удалось выявить в ходе попутных наблюдений.

Как отмечено, одной из важнейших специфических особенностей истории возникновения овражно-балочной сети данной территории является ее предрасположенность к унаследованию существовавших гляциотектонических нарушений в дочетвертичных отложениях, являющихся ослабленными зонами для эрозионного процесса. Кроме того, существующая овражно-балочная система унаследовала также на отдельных участках каналы стока талых ледниковых вод. В частности, последние развиты вдоль южного обрамления ДГС, в восточной части которой отмечается, по крайней мере, двукратная моделировка каналов стока талых ледниковых вод.

Важно отметить, что попутные наблюдения касаются лишь позднейшей истории овражно-балочной сети территории ДГС. В частности, речь идет о позднеледниковье времени последнего оледенения и сравнительно непродолжительном более древнем временном отрезке. Конкретно этот вопрос рассматривался нами на примере оврага Лошадь [Лаврушин и др., 2010].

Овраг Лошадь имеет небольшую протяженность – всего первые сотни метров. Поэтому в отличие от более крупных балок и оврагов на примере данного элемента рельефа невозможно охарактеризовать полностью геологическую историю овражно-балочной сети территории ДГС. Тем не менее, полученные в последнее время результаты могут оказаться полезными для последующих специальных исследований.

Характерной особенностью морфологии и седиментологических индикаторов является наличие трехъярусного строения этой формы рельефа. Четко выделяется более древний ярус, представленный балочной формой рельефа. В низовьях широкая балка глубиной от бровки бортов до 40 м имеет полого-вогнутое днище, в которое врезан

современный V-образный в поперечном профиле овраг глубиной до 5 м. Отложения, заполняющие «первичный» эрозионный врез с относительно широким днищем, представлены суглинистым карбонатным материалом, содержащим значительное количество глыб и щебенки мела. Все эти образования сцементированы карбонатным цементом. Упомянутый овраг относится уже к следующему современному ярусу. Наконец, в приустьевой части оврага имеется толща осадков, представленных парагенезом отложений подпрудных водоемов и грязе-каменных селевых потоков. Накопление этого комплекса отложений происходило в интервале времени 15–13 тыс. л.н. [Лаврушин и др., 2010]. Хотя морфологических признаков в днище балки пока не обнаружено, тем не менее, обнаружение указанного комплекса позволило нам высказать мнение о трехъярусном строении садков в днище данной формы эрозионного рельефа. При этом, еще раз необходимо подчеркнуть, что упомянутый овраг Лошадь имеет очень незначительную протяженность. Естественно, можно полагать, что для значительно более крупных овражно-балочных форм рельефа геологическая история окажется более сложной.

Отмеченное выше трехкратное вложение разновозрастных овражно-балочных образований, установленное в овраге Лошадь, оказывается разделенными этапами замедления интенсивности эрозионных процессов. К этим этапам было приурочено накопление в нижней части бортов делювиальных отложений, образующих соответствующие шлейфы. Накопление последних было также прерывистым, поскольку в шлейфах имеются погребенные почвы [Лаврушин и др., 2010].

Все овражно-балочные формы имеют достаточно крутой уклон тальвега или днища. В соответствии с этим встает вопрос о механизме образования встречающихся полого-вогнутых достаточно широких днищах крупных балок. По-существу, в данном случае речь идет о механизме преобразования V-образных оврагов в балки. Учитывая крутой уклон тальвегов оврагов, есть все основания думать о преобладании в этих формах рельефа глубинной, а не боковой эрозии. При подобном допущении механизм образования широких днищ балок остается открытым. По нашему мнению, механизм образования широких днищ мог быть связан с двумя процессами. Первый из них это склоновая денудация – выполаживание бортов, снос и накопление материала в основании борта. Основным фактором в этом случае мог быть на крутых склонах обвальнo-осыпной процесс, впоследствии, по мере выполаживания бортов сменяющийся делювиальным, а на пологих склонах развивался почти постоянно делювиальный процесс. В связи с прерывистостью или

уменьшением интенсивности эрозионного процесса можно, в крайнем случае, допустить, что существовавший овраг мог оказаться в конечном итоге «запечатанным» склоновыми отложениями. В качестве очень осторожного допущения не исключено, что образовавшаяся «пломба» насыщалась водой и могла перемещаться – «течь» по уклону тальвега под влиянием силы тяжести. Возникал своеобразный пастообразный грязекаменный поток, который обладал значительной боковой эрозией, и тем самым происходило расширение днища оврага. Последнее особенно значительную рельефообразующую роль имело при сочетании пастообразных грязекаменных потоков с высоко плотностными водно-каменными селями, преимущественное проявление которых сменялось во времени.

### Заключение

Изложенные материалы по своей сути являются одной из основ разрабатываемой концепции строения и возникновения рельефа Дивногорской гляциотектонической структуры. Специфика ДГС состоит в том, что практически все выявленные гляциодинамические нарушения происходили в толщах пород ледникового ложа. Возникновение этих нарушений было обусловлено гляциотектоническими процессами со стороны движущейся краевой части лопасти донского ледникового покрова в процессе его деградации.

В установленных закономерностях размещения пространственно-временного рассмотрения гляциотектонических структур нашли свое отражение разнонаправленность и разновременности основного тренда давления на породы ледникового ложа. Это позволило выделить 4 стадии процесса формирования ДГС. Проведенные структурно-геологические и геоморфологические исследования позволили выявить в породах ледникового ложа целый класс разного типа безкорневых гляциотектонических деформаций и структур и того же класса форм рельефа, а также элементы ледниково-флювиального рельефа. К классу гляциодинамических деформаций и структур относятся: гляциодепрессии и парагенетически связанные с ними возвышенные плато, осложненное системой гляционадвигов, разные по величине гляциоаллохтоны, складки, структуры процессов гляциотектонического выдавливания, с которыми связано образование гляциотектонических валов, возникновение гляциокуполов.

По существу, вся изученная часть пород ледникового ложа имеет серию почти вертикальных трещин сжатия. По этим трещинам внутри массива коренных пород происходило латеральное смещение межтрещинных фрагментов толщи мела

относительно друг друга, о чем свидетельствует обнаруженные зеркала скольжения. На участках массива коренных пород, который подвергался максимальному сдвиговому воздействию со стороны движущегося льда процесс трения значительных фрагментов пород, ограниченных крупными трещинами, приводил к образованию меловой муки. Одновременно, трение способствовало таянию льда в мерзлых породах ложа, образованию воды, смачиванию меловой муки, превращая ее в пасту. После спада давления возникшая меловая паста застывала, превращаясь в бетон. Позднее, в ходе склоновой денудации эти бетонированные фрагменты коренных пород оказались вскрытыми в виде скал и приобрели широко используемое местное название «Дивы».

Согласно высказанному механизму образования «Див» данные формы рельефа предлагается рассматривать как гляциотектонически-денудационные.

Помимо перечисленных форм рельефа следует отметить, что в восточной части структуры у ее южной окраины имеется гряда, которая может рассматриваться как гляциокуэста. Важным элементом этой гряды является ее ограничение гляционадвигами.

Наконец, следует отметить, что направленность последующих после оледенения субаэральных процессов была связана, главным образом, с «откапыванием» первичной гляциотектонической структуры и рельефа ДГС. Кроме того, по возникшим впоследствии разной протяженности оврагам и балкам происходил перенос осадочного материала из области его мобилизации. Частично особенности процесса выноса были охарактеризованы в недавних публикациях [Лаврушин и др., 2010, 2011].

### Литература

- Глушков Б.В. Геология отложений ледникового комплекса донского ледникового языка // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2011, № 2. С. 40–49.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений / Труды ГИН. Вып. 288. М.: Наука, 1976. 237 с.
- Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Бессуднов А.А. Дивногорье (Средний Дон): природные события времени финального палеолита / Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 70. М.: ГЕОС, 2010. С. 23–34.
- Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В., Джалл Э.Дж., Хожанс Г.В.Л., Кузьмин Я.В., Кураленко Н.П. Высокоразрешающая последовательность местных природных событий в центре Европейской части России 15–13 тыс. лет

назад ( $C^{14}$  возраст) // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2011, № 2. С. 26–39.  
*Мильков Ф.Н.* Дивы Среднерусской возвышенности // Природа, 1954. № 9. С. 92–94  
*Судакова Н.Г.* Условия залегания, строение и состав отложений ледникового комплекса // Новейшие отложения

и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск, Изд-во Манжента, 2004. С. 59–65.  
*Холмовой Г.В.* Новые данные о гляциодинамических образованиях в краевой зоне Донской ледниковой лопасти // Вестник Воронежского Гос. Ун-та, серия геология, 2008, № 2. С. 24–30.

**Yu. A. Lavrushin, I. A. Chistyakova, N. P. Kuralenko, G. V. Kholmovoy, A. N. Bessudnov**

**THE DIVNOGORSK GLACIOTECTONIC STRUCTURE: ITS COMPOSITION,  
DEFORMATIONS OF THE GLACIAL SHEET BED AND PREREQUISITES FOR FURTHER  
GEOMORPHIC DEVELOPMENT**

The paper presents the model of the Divnogorsk glaciotectonic structure (Middle Don River region). Its main features are occurrence of ductile and brittle deformations and protrusions (cold intrusions), exfoliation of sedimentary rocks underneath the glacial bed. Location of glaciotectonic features was analyzed and it was found that directions of the forces induced by the glacial sheet had been changing. Glacial impact proceeded both in the expansion and in the retreating stage of the glacial fan development. Development of the glaciotectonic structure was subdivided into a number of phases. Types of glaciotectonic dislocations and glaciotectonically formed geomorphic features were described.