

УДК 551.24.035

РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КРЫМСКОГО СЕГМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ В СЕЧЕНИИ ПРОФИЛЯ ГСЗ DOBRE-5

© 2020 г. Ю. М. Вольфман¹, *, Е. Я. Колесникова¹

¹Институт сейсмологии и геодинамики – Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, пр. акад. Вернадского, д. 4, 295007, Симферополь, Россия

*e-mail: seism.volf@gmail.com

Поступила в редакцию 09.07.2019 г.

После доработки 14.02.2020 г.

Принята к публикации 28.07.2020 г.

В процессе геологической интерпретации скоростной модели по профилю глубинного сейсмического зондирования DOBRE-5, протягивающегося через Преддобруджье, северо-западный шельф Черного моря и Крымский полуостров, авторами обосновано наличие нескольких зон крупных разрывных тектонических нарушений. Первая зона представлена системой сближенных, полого падающих на юг-юго-восток листрических сбросов, которые являются структурным выражением шва сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты. Вторая и третья зоны, установленные впервые, представляют собой структуры надвигового типа – Верхний и Нижний Центрально-Крымские надвиги. Нами проанализированы допустимые варианты пространственного положения этих нарушений и выполнена реконструкция кинематических обстановок их формирования с использованием возможностей тектонофизического анализа на стереографических сетках. Показано, что возникновение и последующие активизации зоны сочленения разновозрастных платформ и системы Центрально-Крымских надвигов происходили в условиях меняющихся (инверсионных) кинематических обстановок субмеридионального продольного сжатия и растяжения земной коры. Хронологическая последовательность изменений кинематических обстановок и периоды, в течение которых та или иная обстановка являлась доминирующей, обоснованы цикличностью колебательных движений коры, которая получила отражение в составе и особенностях распространения платформенных отложений Равнинного Крыма и Северного Причерноморья. Цикличность колебательных движений коры, как показали результаты сопоставления с палеогеодинамическими реконструкциями Средиземноморского пояса, обусловлена особенностями эволюции задуговых бассейнов Неотетиса вдоль южной окраины Евразии перед фронтом зон субдукции, существовавших в начальные периоды альпийского этапа на различном удалении от исследуемого региона.

Ключевые слова: глубинное сейсмическое зондирование, зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, сбросы, надвиги, тектонические нарушения, обстановки сжатия и растяжения, поле тектонических напряжений

DOI: 10.31857/S0016853X20060144

ВВЕДЕНИЕ

Работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) в рамках Международного проекта DOBRE-5 выполнялись в пределах Крымско-Черноморско-Добруджского сегмента зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Профиль DOBRE-5 включает наземную часть, которая расположена в пределах Преддобруджского прогиба и на территории Равнинного Крыма (рис. 1, линия профиля I–I'), а также профиль ГСЗ-26, ранее отработанный через

шельф Черного моря от острова Змеиный до полуострова Крым (см. рис. 1, линия профиля А–А'). Общая длина профиля DOBRE-5 составляет более 600 км. В данной статье рассмотрена часть профиля DOBRE-5, которая пересекает Крымский полуостров и прилегающие к нему на западе участки шельфа Черного моря (см. рис. 1, интервал ~120–630 км).

Район исследований расположен на северном фланге Средиземноморского пояса и представляет собой область перехода от древней континен-

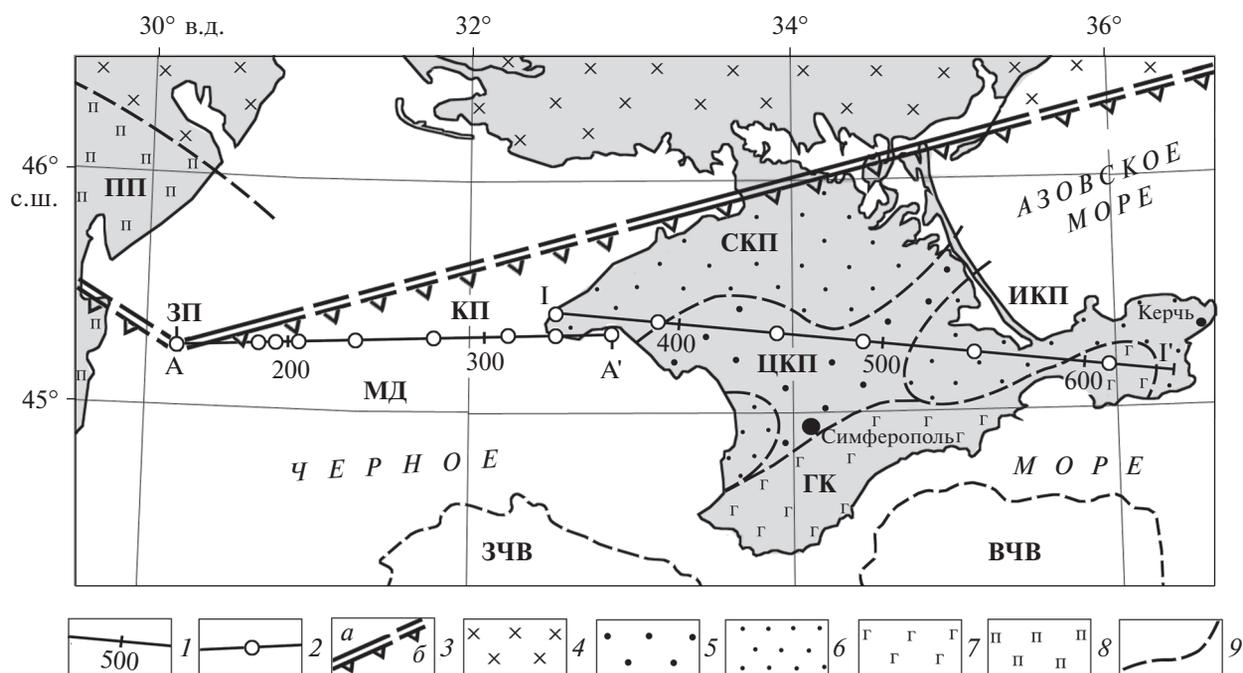


Рис. 1. Положение профиля DOBRE-5 по отношению к основным геоструктурам Крымско-Черноморского региона. Обозначены: **ГК** – Горный Крым; **МД** – Михайловская депрессия; прогибы: **ПП** – Преддобруджский, **ИКП** – Индо-Кубанский; **КП** – Каркинитский, **СКП** – Северо-Крымский; поднятия: **ЗП** – Змеиноостровское, **ЦКП** – Центрально-Крымское; глубоководные котловины: **ЗЧВ** – Западно-Черноморская, **ВЧВ** – Восточно-Черноморская. **1** – фрагменты сводного профиля DOBRE-5 и расстояние от его начала: **I–Г'** – в пределах Крыма, **А–А'** – в пределах акватории Черного моря (ранее отработанный профиль ГСЗ-26); **2** – пункты взрывов на профиле; **3** – граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты: **а** – установленная, **б** – предполагаемая; **4** – Причерноморский склон Восточно-Европейской платформы; **5** – выступы основания Скифской плиты; **6** – наложенные альпийские прогибы; **7** – Горно-Крымское сооружение и его периклинальное замыкание; **8** – палеозойско-мезозойские комплексы Преддобруджского прогиба; **9** – границы геологических структур

тальной консолидированной коры к коре субокеанического типа. В регионе исследования выделяются с севера на юг:

- Причерноморский склон дорифейской Восточно-Европейской платформы;
- эпиварисская Скифская плита, частично перекрытая альпийскими Каркинитским, Северо-Крымским и Индо-Кубанским прогибами;
- альпийско-киммерийское Горно-Крымское сооружение;
- глубоководные Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская котловины.

Скоростной разрез по профилю DOBRE-5 дает представление о строении региона до глубин 50–70 км, отражая положение и структурные особенности основных границ раздела земной коры [42]. Взаимоотношение элементов разреза с разными скоростями продольных волн указывает на наличие нескольких зон крупных разрывных нарушений. Целью настоящей работы являются анализ допустимых вариантов пространственного положения зон крупных разрывных нарушений и реконструкция кинематических обстано-

вок их формирования с использованием приемов графического анализа на стереографических сетках и с учетом данных по строению региона.

ДАнные ИНТЕРПРЕТАЦИИ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПРОФИЛЯ DOBRE-5

В процессе геологической интерпретации скоростной модели выделен ряд субпослойных, последовательно налегающих друг на друга геологических тел с разными скоростями продольных волн, разделенных преломляющими или отражающими сейсмическими границами [42]. В разрезе уверенно идентифицируются (рис. 2) (сверху вниз):

- осадочный чехол со скоростями продольных волн $V_p = 1.90–5.70$ км/с;
- гетерогенное основание Скифской плиты ($V_p = 5.72–6.05$ км/с);
- слои консолидированной коры: верхний ($V_p = 6.2–6.4$ км/с), средний ($V_p = 6.50–6.70$ км/с) и нижний ($V_p = 6.80–7.20$ км/с);
- раздел Мохо ($V_p = 8.15$ км/с).

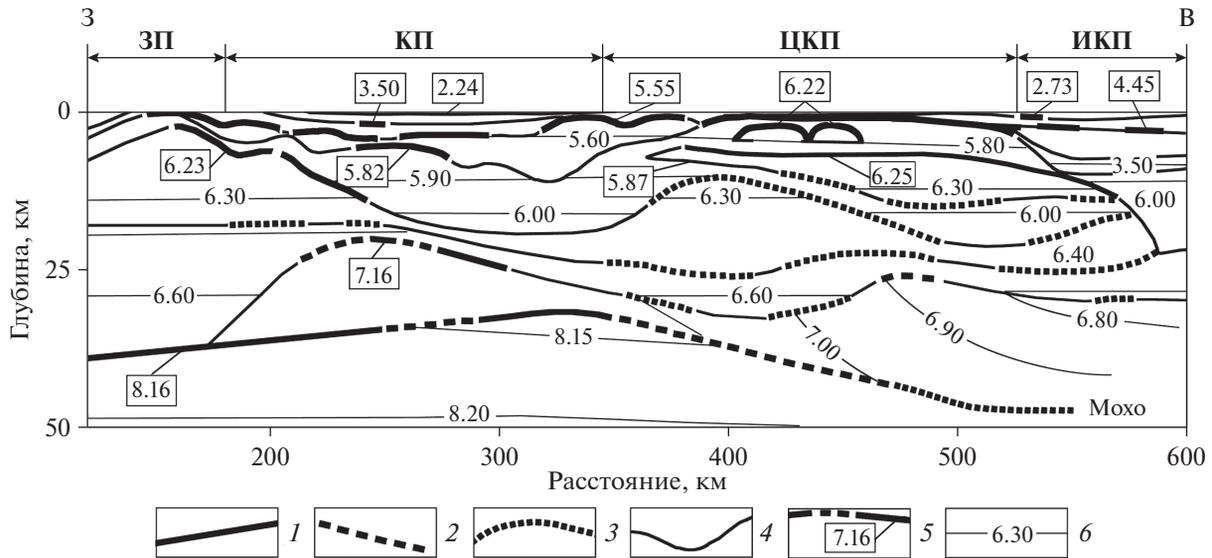


Рис. 2. Скоростной разрез вдоль профиля DOBRE-5. Обозначены: ЗП – Змеиноостровское поднятие; КП – Каркинитский прогиб; ЦКП – Центрально-Крымское поднятие; ИКП – Индоло-Кубанский прогиб. 1–3 – установленные сейсмические границы: 1 – преломляющие, 2 – преломляющие и отражающие, 3 – отражающие; 4 – сейсмические границы интерполированные; 5 – скорости продольных волн на границах сейсмических разделов; 6 – изолинии постепенного изменения скоростей продольных волн

Приведенные скоростные характеристики согласуются с характеристиками, полученными ранее при проведении геофизических исследований по изучению глубинного строения этого сегмента литосферы [1, 25, 28].

Суммарная мощность образований платформенного чехла ($V_p = 1.90\text{--}5.70$ км/с) составляет от 5 до 10–12 км в пределах прогибов, сокращаясь до 1–2 км на сводах поднятий. Сопоставление скоростной модели с результатами бурения и проведенных ранее геофизических исследований позволяет идентифицировать литолого-стратиграфические комплексы чехла в возрастном диапазоне от нижнего мела до миоцена–плиоцена и определить положение их основных границ (рис. 3).

Поверхность гетерогенного основания Скифской плиты имеет контрастный рельеф и выражена скоростной границей с $V_p = 5.72\text{--}5.82$ км/с. В пределах Центрально-Крымского поднятия она залегает на относительно небольших глубинах (от 1–2 до 4 км), погружаясь до 10–12 км в осевых зонах Каркинитского и Индоло-Кубанского прогибов. Нижней границей комплексов основания является поверхность верхнего слоя консолидированной коры – дорифейского гранитно-гнейсового фундамента с $V_p = 6.2\text{--}6.4$ км/с, глубины залегания которого также существенно варьируются от 3–5 км в пределах Змеиноостровского и Центрально-Крымского поднятий до 20–

22 км – в осевых зонах прогибов (см. рис. 2, см. рис. 3). Таким образом, общая мощность комплексов складчатого основания Скифской плиты, в составе которого установлены породы в возрастном диапазоне от предположительно рифея до триаса–средней юры, достигает 12–15 км [17–19, 27, 30]. Степень переработки и уровень метаморфизма данных пород различны, однако высокая насыщенность продуктами вулcano-магматической деятельности, по-видимому, объясняет близость их скоростных ($V_p = 5.72\text{--}6.05$ км/с) характеристик, вследствие чего на профиле DOBRE-5 границы между разновозрастными комплексами не выражены. При этом в Равнинном Крыму основание Скифской плиты включает массивы со скоростями, соответствующими дорифейскому гранитно-гнейсовому субстрату ($V_p = 6.2\text{--}6.4$ км/с). Эти массивы подстилаются относительно низкоскоростными образованиями ($V_p = 5.80\text{--}5.84$ км/с), что указывает на аллохтонный характер залегания этих фрагментов (см. рис. 2, см. рис. 3).

Ниже рифейско–раннемезозойских комплексов основания Скифской плиты последовательно выделяются:

- верхний слой консолидированной коры ($V_p = 6.2\text{--}6.4$ км/с) мощностью до 15 км, идентифицируемый как гранитно-гнейсовый субстрат фундамента древнего кратона;

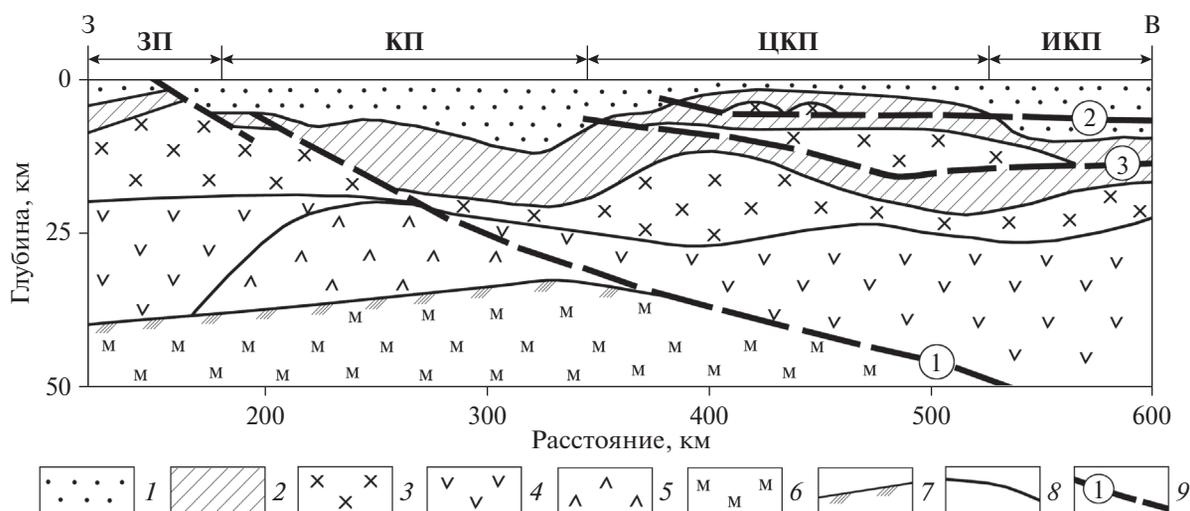


Рис. 3. Строение земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-5.

Обозначены: ЗП – Змеиноостровское поднятие; КП – Каркинитский прогиб; ЦКП – Центрально-Крымское поднятие; ИКП – Индоло-Кубанский прогиб; цифры в кружках: 1 – зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты; 2–3 – Центрально-Крымские надвиги: 2 – Верхний, 3 – Нижний.

1 – осадочный чехол, 2 – гетерогенное основание Скифской плиты; 3 – верхняя кора кратона; 4 – нижняя и средняя кора кратона; 5 – высокоскоростной слой нижней коры; 6 – верхняя мантия; 7 – поверхность Мохо; 8 – основные границы изменения скоростей сейсмических волн; 9 – разрывные нарушения

• средний ($V_p = 6.50\text{--}6.70$ км/с) и нижний ($V_p = 6.80\text{--}7.20$ км/с) слои общей мощностью до 20–25 км, представленные, вероятно, амфиболитами и гранулитами с преобладанием в нижней коре гранулитов основного состава с включениями базитов и ультрабазитов.

В интервале профиля 170–340 км на глубинах 20–37 км зафиксирован высокоскоростной слой (High-Velocity Lower Crust (HVLC), по [42]) с $V_p = 7.16$ км/с (см. рис. 2). Наличие аналогичного образования в основании земной коры Каркинитского и Северо-Крымского прогибов (слой $V_p = 7.4\text{--}7.7$ км/сек с кровлей на глубинах 28–30 км) было установлено в 1980-е годы по результатам комплексных геолого-геофизических исследований вдоль геотраверса V, проходящего через весь Равнинный Крым от мыса Тарханкут до города Керчь. Данный сегмент разреза был интерпретирован как коромантийная смесь (К–М), которая возникла вследствие раздвигания земной коры вдоль шва сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [25, 26, 28]. Это послужило основанием для обозначения зоны развития коромантийной смеси как Одесско-Джанкойского палеорифта [25, 26], позднее обозначенного как Каркинитский или Северо-Крымский рифт [35, 36].

Поверхность Мохо ($V_p = 8.15\text{--}8.16$ км/с) имеет более спокойный рельеф, чем в интерпретациях предыдущих исследований [25, 28]. Максимальные ее погружения (до глубин 40–47 км) фикси-

руются на флангах профиля. В центральной его части эта граница плавно воздымается, достигая минимальных отметок (32–30 км) в основании Михайловской депрессии. Верхняя мантия (см. рис. 2) не структурирована и характеризуется постепенным увеличением скоростей продольных волн с глубиной от 8.15 км/с (непосредственно под разделом Мохо) до 8.25 км/с на глубине 63 км, где установлена еще одна четкая субгоризонтальная сейсмическая граница со скачком скоростей до 8.40 км/с [42].

Морфологические особенности глубинных разделов на профиле DOBRE-5 позволяют выделить несколько зон крупных разрывных нарушений (см. рис. 2, см. рис. 3).

Зона 1. Данная зона установлена по характерному изгибу скоростных границ, вдоль которого происходит высокоамплитудное смещение комплексов земной коры по типу сброса. Зона 1 интерпретируется как структурное выражение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты.

Зона 2 и зона 3. Данные зоны 2 и 3 выделены и идентифицированы авторами статьи впервые. Основанием для выделения данных зон является утроение разреза с переслаиванием высокоскоростных фрагментов (со скоростями $V_p = 6.22\text{--}6.30$ км/с, характерными для дорифейского гранитно-гнейсового субстрата) и низкоскоростных слоев, отвечающих комплексам основания Скифской плиты. Более того, восточный сегмент зоны 2

разграничивает горизонты осадочного чехла таким образом, что более скоростной слой ($c V_p = 4.50$ км/с) залегает на образованиях с низкими скоростями продольных волн ($c V_p = 3.50$ км/с). Подобное соотношение фрагментов разреза с различными скоростными характеристиками:

- отражает надвиговую природу зоны 2 и зоны 3;
- указывает на то, что данные структуры формировались (или активизировались) в течение альпийского этапа в обстановках регионального сжатия.

ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Пространственные параметры зоны 1 (см. рис. 3) позволяют отнести ее к рангу крупных региональных структур, поскольку:

- протяженность проекции в плоскости профиля DOBRE-5 составляет около 400 км;
- видимая горизонтальная амплитуда смещения вдоль зоны 1 оценивается в 60 км, а вертикальная амплитуда смещения составляет 12–15 км;
- ширина области ее динамического влияния достигает 60 км.

Следствием долговременной высокой тектонической активности зоны 1 является образование высокоскоростного сегмента нижней коры ($HVLC$ с $V_p = 7.16$ км/с) в основании Каркинитского прогиба на глубинах 20–37 км. При этом допускается, что верхняя часть мантии в восточной части профиля (в интервале 380–520 км) срезается данным нарушением, т.е. граница Мохо здесь может иметь тектоническую природу.

Алгоритм оценки параметров Зоны 1

Возможности графического анализа на стереографических сетках, выполненного с учетом результатов ранее проведенных в регионе геолого-геофизических исследований, позволяют определить пространственно-кинематические параметры зоны 1 по характеру ее проекции на плоскость профиля DOBRE-5. В качестве исходных данных использованы вынесенные на экваториальную сетку направление профиля (274°) и точка его пересечения с проекцией зоны 1, имеющей средний наклон около 8° на восток (рис. 4, а, точка x). Соответствующие этой проекции варианты возможного положения нарушений с углами наклонов 8° , 10° , 20° , ... 80° как в северных, так и в южных румбах отстроены в виде дуг на верхней полусфере (см. рис. 4, а). Учитывая сбросовый характер зоны, для каждой из этих плоскостей определено

возможное положение вектора смещения, ориентированного как по направлению падения нарушения, так и отклоняющегося от этого направления в обе стороны на 15° .

Кинематические обстановки формирования сбросовых разрывов идентифицируются по ориентировкам осей растяжения (σ_3), поскольку оси сжатия (σ_1) для сбросовых деформаций, по определению, являются субвертикальными (в наших построениях, согласно [7], сжатие принято положительным при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Установить положение осей растяжения для всех предполагаемых вариантов залегания зоны 1 (с учетом возможных отклонений вектора смещения в обе стороны на 15°) представляется возможным по аналогии с реконструкцией сбросовых полей напряжений по параметрам зеркал скольжения на стенках тектонических трещин – в середине квадранта растяжения [7, 12, 20]. При этом центральное поле стереограммы (45° – 90°) не будет задействовано, поскольку оно является областью локализации оси σ_1 (см. рис. 4, б).

Анализ выполненных построений позволяет соотнести возможные варианты залегания плоскости тектонического нарушения (см. рис. 4, а) с обстановками регионального растяжения (см. рис. 4, б), обусловившего формирование данной структуры.

В случае если исследуемое нарушение простирается перпендикулярно профилю DOBRE-5, оно имеет восточное падение в среднем под углом 8° , при этом сбросовое смещение висячего крыла происходит на восток. Проекция оси σ_3 локализована в восточном секторе стереограммы под углом 35° – 45° . Следовательно, реальное растяжение происходит под таким же углом вниз в западном направлении, поскольку в условиях высокого литостатического давления в горном массиве факторы, способные обусловить растяжение в верхнюю полусферу, практически отсутствуют.

При углах падения 10° – 15° предполагаемые плоскости имеют диагональные простираения – северо-восточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток; смещение висячего крыла происходит в юго-восточном и северо-восточном направлениях, соответственно. Проекции осей растяжения имеют относительно крутое падение (30° – 40°) и находятся в юго-восточном и северо-восточном секторах стереограммы, указывая на действие напряжений растяжения под таким же углом в противоположном направлении.

При углах наклона от 20 и более градусов все предполагаемые плоскости приобретают субширотное (с небольшими отклонениями) про-

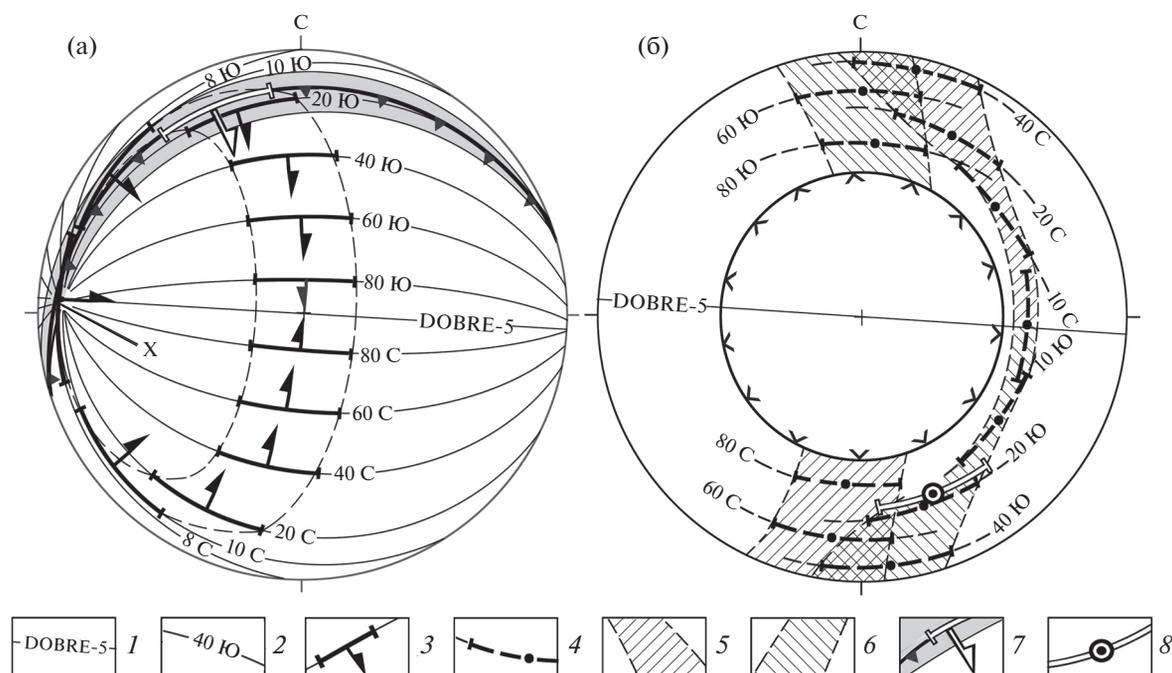


Рис. 4. Графическое определение пространственно-кинематических параметров зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (зона 1).

(а) – возможные варианты пространственного положения зоны 1 и вектора сбросового смещения; (б) – проекции осей напряжений регионального растяжения (σ_3) для разных вариантов пространственного положения зоны 1.

1 – ориентация профиля ГСЗ DOBRE-5; 2 – возможные варианты положения зоны 1 при разных углах ее наклона в северных (С) и южных (Ю) румбах; 3 – возможные варианты проекций векторов смещения вдоль зоны 1; 4 – положение проекций осей растяжения σ_3 при разных углах падения зоны 1 в северных (С) и южных (Ю) румбах; 5 – сегменты локализации проекций осей растяжения σ_3 для плоскостей с северным падением; 6 – сегменты локализации проекций осей растяжения σ_3 для плоскостей с южным падением; 7 – проекция зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и направление сбросового смещения вдоль зоны сочленения; 8 – реконструированное положение оси регионального растяжения

стирание, а векторы смещений и проекции осей растяжения ориентированы субмеридионально. В нижнем сегменте стереограммы размещаются оси растяжения как для полого падающих (с углом $<45^\circ$) структур с южным падением, так и для разрывов с углом $>45^\circ$ с падением на север. В верхнем сегменте диаграммы обратные соотношения: здесь сосредоточены проекции осей растяжения, как для полого падающих (с углом $<45^\circ$) структур с северным падением, так и для разрывов с углом $>45^\circ$ с падением на юг (см. рис. 4, б). В итоге для зоны 1 вероятность растяжения, близкого к меридиональному направлению, составляет более 67%.

Результаты анализа параметров Зоны 1

Таким образом, результаты графического анализа показывают, что зона 1, с высокой степенью вероятности, имеет субширотное простирание с падением в северных или в южных румбах, а ее

формирование было обусловлено обстановками субмеридионального растяжения.

Первый вариант, предполагающий субширотное простирание зоны 1 с падением на север, учитывая протяженность зоны 1 и амплитуду сбросовых смещений, противоречит многочисленным данным по геологическому строению региона, в частности, установленным особенностям формирования и распространения бассейнов седиментации на альпийском этапе [13, 17, 18, 30, 33–35]. Структура с подобными характеристиками не может быть интегрирована в какую-либо модель строения и развития исследуемой территории, поэтому первый вариант субширотного простирания зоны 1 с падением на север, мы исключаем из дальнейшего рассмотрения и обсуждения в нашей статье.

Второй вариант, предполагающий субширотное простирание зоны 1 с падением в южных румбах, полностью согласуется с результатами ранее проведенных геолого-геофизических исследова-

ний [1, 13, 18, 25, 35]. При таких пространственно-кинематических параметрах зона 1 представляет собой региональную систему сбросов восток–северо-восточной ориентировки, идентифицируемую как фрагмент южной границы Восточно-Европейской платформы, вдоль которой происходит погружение смежного с Восточно-Европейской платформой Крымского сегмента Скифской плиты [42]. Об этом свидетельствуют как амплитуды смещения слоев с различными скоростными характеристиками, так и специфические изгибы изолиний скоростей с $V_p = 6.80, 6.90$ и 7.00 км/с в висячем крыле нижней части коры (см. рис. 2), соответствующие приразломным зонам нарушений сбросового типа.

Полученные графические решения по параметризации и структурно-кинематической идентификации зоны 1 (см. рис. 3) не могут рассматриваться как результат детального картирования. Нами предлагается плоскостная модель, аппроксимирующая усредненное положение и элементы залегания (азимут простирания – 70° , азимут и угол падения – $160 \angle 17^\circ$) данной структуры, которая характеризуется более сложным строением. Так, на скоростных разрезах истинный угол падения зоны меняется от 10 до 30° , достигая максимальных значений в верхних горизонтах земной коры и выполаживаясь на глубине, вследствие чего она обретает облик системы листрических сбросов. Данные вариации элементов залегания зоны 1 учтены при ее стереографическом отображении (см. рис. 4, а).

Также относительно условным является и прямолинейное отображение проекции данного нарушения на дневной поверхности (см. рис. 1). Однако можно достоверно обосновать наличие двух участков, закрепляющих в плане и на разрезах пространственное положение зоны 1.

Первый участок зафиксирован на западном фланге профиля DOBRE-5 в интервале ~ 150 – 260 км как зона высокоамплитудного сбросового смещения всех фанерозойских комплексов земной коры в восточном борту Змеиноостровского поднятия (см. рис. 2, см. рис. 3). Таким образом, образования, слагающие о. Змеиный, относятся к палеозойскому чехлу Восточно-Европейской платформы, а не к байкальско-варисским комплексам основания Скифской плиты, что согласуется с данными [29].

Второй участок – это перешеек Крымского полуострова и прилегающие к нему акватории Черного моря и Азовского моря (см. рис. 1), где положение зоны сочленения древней и молодой плит, установленное по комплексу геолого-геофизических данных, совпадает с данными [13,

16–18, 27, 30, 35]. К югу от линии “остров Змеиный–перешеек полуострова Крым” резко увеличиваются мощности отложений осадочного чехла, что позволяет считать данную линию северной тектонической границей интенсивно погружающегося бассейна позднемезозойско–кайнозойской седиментации, формирующегося вдоль периферии древней платформы.

Приведенные данные надежно обосновывают структурно-кинематический тип и обстановки формирования зоны 1. В том случае, если зона 1 представляет собой сброс без существенной сдвиговой составляющей, ориентировки проекции вектора смещения и оси растяжения σ_3 составят $340 \pm 15 \angle 17^\circ$ и $160 \pm 15 \angle 28^\circ$ соответственно. Это означает, что в основную фазу формирование зоны 1 происходило в обстановке юг–юго-восточного – север–северо-западного растяжения ($340^\circ \leftrightarrow 160^\circ$) (см. рис. 4). В условиях растяжения, ориентированного строго меридионально, зона приобретает сдвиговую составляющую и определяется как правый сдвиг–сброс. Такой сценарий тектонических событий также допустим, учитывая циклический характер проявления геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья на альпийском этапе развития, обусловленный изменениями кинематических обстановок в регионе по типу продольного сжатия–растяжения [5].

Таким образом, анализ вариантов решений, полученных в процессе параметризации и структурно-кинематической идентификации зоны 1, показал, что данная зона представляет собой региональную систему сбросов восток–северо-восточной ориентировки, трассирующих южную границу Восточно-Европейской платформы, вдоль которой происходило погружение смежного Крымского сегмента Скифской плиты [42].

Пространственное положение и геодинамическая природа зоны сочленения древней и молодой платформ исследуются и обсуждаются на протяжении многих лет [8, 10, 13–16, 18, 27, 30–32, 35–39, 41].

Большинство вариантов решения этой проблемы отражают сбросовый характер зоны сочленения, однако при этом существенно различаются результаты определения ее местоположения. В некоторых современных геодинамических моделях региона в качестве зоны сочленения Скифской плиты (в геодинамической трактовке – микроконтинента Скифия) и Лавразии выделяется структура надвигового типа – Северокрымская сутура, которая сформировалась в течение позднепалеозойского этапа конвергенции [31]. Ее проекция на земную поверхность и направление

падения практически совпадает с зоной 1, однако эти структуры альтернативны по своей геодинамической природе, поскольку:

- по результатам интерпретации скоростной модели профиля DOBRE-5 зона сочленения разновозрастных платформ имеет четко выраженный сбросовый характер, тогда как Северокрымская сутура является нарушением надвигового типа;

- основной период формирования или активизации зоны сочленения приходится на альпийский этап, что не соответствует позднепалеозойскому возрасту Северокрымской сутуры.

Полученные пространственно-кинематические параметры зоны 1 согласуются с характеристиками другой, не менее значимой региональной структуры – тектонической границы между континентальной корой Горного Крыма и корой переходного типа Восточно-Черноморской котловины. По данным ГСЗ и ОГТ, данная тектоническая граница проходит вдоль континентального склона в 30–40 км к югу от Крымского побережья. Она представляет собой крупный, полого падающий на юг–юго-восток сброс (с амплитудой более 8 км и углом падения около 20°) в палеозойском и докембрийском фундаменте, к югу от которого мощность меловых и более молодых осадков Черноморской впадины возрастает до 13–14 км [3, 8]. К данной тектонической границе приурочена основная Южнобережная сейсмогенная зона Крымско-Черноморского региона с общим падением в том же юг–юго-восточном направлении под углом около 18°–20° [10]. Современная активность зоны сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы также проявляется в виде очагов коровых относительно слабых землетрясений, объединяемых в Северокрымскую сейсмогенную зону [5, 13], которая протягивается от о. Змеиный до северного побережья Азовского моря.

Приведенные факторы, отражающие характер проявления, роль и место сопоставляемых геологических структур – зон сочленения Скифской плиты с Восточно-Европейской платформой и Горного Крыма с Восточно-Черноморской котловиной, – в строении региона, позволяют рассматривать их как систему крупноамплитудных сингенетических сбросов. Данные сбросы формировались в обстановках продольного растяжения земной коры, которые периодически возникали вдоль южной окраины Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса, обусловив раскрытие Черноморской впадины и особенности геодинамической эволюции всего исследуемого региона на альпийском этапе.

НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ОСНОВАНИИ КРЫМСКОГО СЕГМЕНТА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Геолого-геофизические характеристики Зоны 2 и Зоны 3

В центральном и восточном сегментах профиля DOBRE-5 (интервал ~360–630 км) установлено утроение геологического разреза, обусловленное переслаиванием фрагментов коры с различными скоростными характеристиками (см. рис. 2). В основании Центрально-Крымского поднятия блоки и линзы дорифейского гранитно-гнейсового субстрата ($V_p = 6.22\text{--}6.30$ км/с) чередуются с относительно низкоскоростными слоями (с $V_p = 5.72\text{--}6.05$ км/с), которые соответствуют либо комплексам основания Скифской плиты, либо зонам разуплотнения кристаллического фундамента, либо отражают сочетание этих факторов. Данные варианты предполагают аллохтонную природу сводовой части Центрально-Крымского поднятия, что позволило авторам впервые обосновать наличие двух крупных тектонических нарушений надвигового типа (см. рис. 3).

Основание верхнего фрагмента ($V_p = 6.22$ км/с) срезается почти прямолинейной границей, имеющей восточное продолжение в осадочных комплексах (см. рис. 2, см. рис. 3, зона 2, интервал ~540–600 км), где она отделяет расположенный выше высокоскоростной осадочный слой ($V_p = 4.50$ км/с) от низкоскоростного расположенного ниже осадочного слоя ($V_p = 3.50$ км/с). Данная неоднородность также обусловила наличие флексуобразного изгиба скоростных границ на западном борту Центрально-Крымского поднятия (в интервале 350–370 км профиля на глубине около 5 км). Протяженность зоны 2 на профиле составляет не менее 250 км, глубина залегания – 5–8 км, вертикальная амплитуда смещения – более 4 км. Видимая мощность подстилающего низкоскоростного слоя превышает 2–3 км.

Аналогичное соотношение слоев наблюдается также на глубинах 7–15 км, где высокоскоростные образования ($V_p = 6.25\text{--}6.30$ км/с) залегают на слое, который характеризуется скоростями $V_p = 5.90\text{--}6.00$ км/с. Сейсмическая граница раздела слоев с разными скоростями слабо изогнута, ее протяженность составляет не менее 260 км (см. рис. 2, см. рис. 3, зона 3). Вертикальная амплитуда смещения вдоль нее составляет от 4 до 15 км, мощность подстилающего низкоскоростного слоя достигает 7 км.

Морфологические особенности сейсмических границ и характер взаимоотношения геологических образований с разными скоростными харак-

теристиками отражают наличие высокоскоростных тел в основании Центрально-Крымского поднятия, которые являются фрагментами дорифейского кристаллического фундамента, сорванными и смещенными вверх по зонам полого падающих разломов, о чем свидетельствуют:

- субпластовый бескорневой тип проявления высокоскоростных фрагментов коры протяженностью более 200 км при мощности до 7 км;

- линейный характер границ раздела, в том числе зоны 2, тектоническая природа и альпийский возраст которой обосновываются ее продолжением в породах осадочного чехла;

- отсутствие в пределах Равнинного Крыма достоверно установленных крупных гранитоидных интрузивов послепалеозойского возраста, поскольку практически все предположения о наличии таковых основываются на косвенных признаках, таких как ороговикование и мигматизация вмещающих пород.

Таким образом, переслаивание высокоскоростных и низкоскоростных фрагментов коры отражает наличие тектонических нарушений (трансируемых преломляющими и отражающими сейсмическими границами) взбросового или надвигового типов в основании бескорневых гранитно-гнейсовых массивов, позволяя рассматривать данный сегмент геологического разреза в системе автохтон–параавтохтон–аллохтон.

Алгоритм и результаты определения параметров надвиговых нарушений

Определение пространственных параметров зоны 2 и зоны 3, а также реконструкция кинематических обстановок их формирования выполнены на тех же принципах, что и идентификация шовной зоны сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы – с использованием графического анализа на стереографических сетках и по аналогии с установленными в регионе приповерхностными структурами (рис. 5). В качестве исходных данных использованы вынесенные на стереограмму положение профиля DOBRE-5 (азимут 274°) и угол наклона проекций предполагаемого тектонического нарушения. Поскольку осредненные углы наклона проекций зон 2 и 3 близки между собой (около 1° и 4° соответственно), допустимо смоделировать ситуацию для проекции, имеющей наклон на восток, равный 3° (см. рис. 5, а, точка х). Для того чтобы любая из возможных плоскостей удовлетворяла заданным условиям, проекции этих плоскостей на стереограмме должны проходить через эту точку. Все возможные варианты тектонических наруше-

ний с углами наклона 3° , 5° , 10° , 20° , ... 80° как в северных, так и в южных румбах, показаны пунктиром фрагментарно – в виде полудуг. Поскольку анализируемые зоны представляют собой взбросы или надвиги, что следует из особенностей взаимоотношения высокоскоростных и низкоскоростных комплексов, для каждого из возможных вариантов определено положение проекции вектора смещения, ориентированного строго по восстанию плоскости нарушения или отклоняющегося в ту или иную сторону на 15° (см. рис. 5, а).

По классификации деформационных режимов тектонического разрывообразования [7, 23] кинематические обстановки взбросовых и надвиговых структур определяются, главным образом, по ориентировкам осей максимального сжатия (в нашем случае – осей σ_1). Поскольку ось σ_1 , располагаясь в квадранте сжатия, как правило, отклоняется от нарушения в плоскости “вектор смещения–полос разрыва” на величину, близкую 45° [7, 12, 20], определены ее ориентировки для всех допустимых вариантов положения плоскости, аппроксимирующей параметры зоны 2 и зоны 3 (см. рис. 5, б). При этом учтены возможные отклонения вектора смещения на 15° от направления по восстанию в обе стороны. Центральное поле стереограммы (45° – 90°) осталось незадействованным, поскольку оно является областью локализации оси минимального сжатия.

Сопоставление возможных положений тектонического нарушения (см. рис. 5, а) с реконструированными обстановками регионального сжатия (см. рис. 5, б) позволяет проанализировать несколько вариантов их соотношений, удовлетворяющих параметрам проекции моделируемого нарушения на плоскость профиля DOBRE-5.

В том случае, если моделируемое нарушение простирается перпендикулярно плоскости профиля, оно имеет восточное падение под заданным углом (3°), а перемещение висячего крыла происходит на запад. При этом проекция оси сжатия имеет широтную (восточную) ориентировку и угол падения приблизительно 40° – 45° .

При углах наклона 5° – 10° плоскости имеют диагональные простирания: северо-восточное с падением на юго-восток или северо-западное с падением на северо-восток. Соответственно, относительное перемещение висячего крыла происходит в северо-западном и юго-западном направлениях. Оси сжатия также ориентированы диагонально и имеют крутое падение 30° – 40° .

При углах наклона более 15° все предполагаемые плоскости имеют субширотное (с небольшими отклонениями) простирание, а проекции векторов смещений и осей сжатия тяготеют к мери-

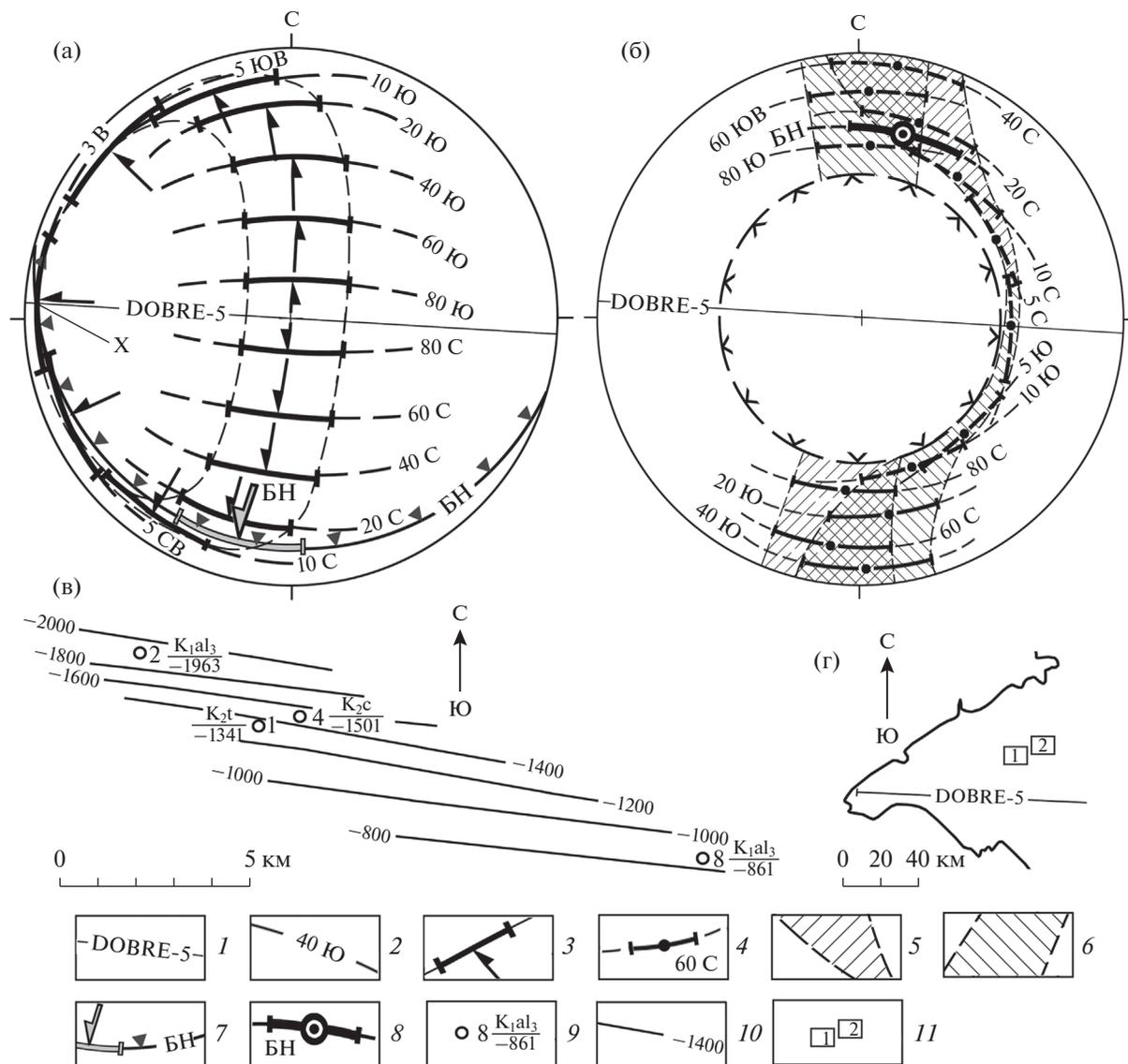


Рис. 5. Графическое определение пространственно-кинематических характеристик разрыва, аппроксимирующего усредненные параметры Верхнего Центрально-Крымского надвига (зона 2) и Нижнего Центрально-Крымского надвига (зона 3).

(а) – возможные варианты пространственного положения плоскости разрыва и вектора смещения; (б) – проекции осей напряжений регионального сжатия (σ_1) для разных вариантов положения плоскости разрыва; (в) – результаты параметризации Березовского надвига; (г) – площади, в пределах которых установлены приповерхностные надвиги в процессе бурения разведочных скважин.

1 – ориентация профиля ГСЗ DOBRE-5; 2 – возможные варианты положения зоны разрыва при разных углах ее наклона в северных (С) и южных (Ю) румбах; 3 – возможные варианты проекций векторов смещения; 4 – положение проекций осей сжатия (σ_1) при разных углах падения зоны разрыва в северных (С) и южных (Ю) румбах; 5–6 – сегменты локализации проекций осей сжатия (σ_1) для плоскостей: 5 – с северным падением, 6 – с южным падением; 7 – проекция Березовского надвига и направление взбросового смещения вдоль него; 8 – реконструированное положение оси регионального сжатия; 9 – скважины Березовской площади и их номера (в числителе – возраст пород, в знаменателе – абсолютная отметка вскрытого скважиной Березовского надвига); 10 – изогипсы Березовского надвига; 11 – площади, в пределах которых надвиги вскрыты при бурении разведочных скважин: 1 – Березовская, 2 – Сарыбашская

диональным сегментам стереограммы. При этом в южном полушарии будут размещаться оси сжатия как для надвиговых (с углом падения $<45^\circ$) структур с южным падением, так и для взбросов (с углом падения $>45^\circ$) с северным падением. В северном сегменте ситуация диаметрально про-

тивоположная, – здесь локализованы оси сжатия для надвиговых структур с северным падением и для взбросов, имеющих южное падение.

Из стереограммы (см. рис. 5, б) следует, что тектонические зоны 2 и зоны 3 с вероятностью около 70% имеют субширотное простираение с па-

дением от 15 и более градусов в северных или южных румбах, а наиболее вероятной кинематической обстановкой их формирования являлось субмеридиональное сжатие.

Результаты параметризации не позволяют однозначно определить направление падения надвиговых структур, допуская возможность их наклона как в северных, так и в южных румбах.

Первый из этих вариантов (падение в северном направлении) предполагает поддвиговую природу зоны 2 и зоны 3, обусловленную погружением Скифской плиты под край Восточно-Европейской платформы в обстановках субмеридионального сжатия. На реальность такого сценария указывает наличие надвигов с северным падением, которые были установлены в основании платформенного чехла по данным бурения глубоких скважин. В пределах одной из разведанных площадей Равнинного Крыма – Березовской, расположенной к северу от профиля DOBRE-5 на расстоянии 20–25 км (см. рис. 5, г), нами обосновано наличие надвигового нарушения – Березовского надвига, параметры которого уверенно определяются по сдвоенным фрагментам разреза меловых отложений (см. рис. 5, в). Это позволяет оценить период формирования надвига по возрасту смещенных образований как позднемеловое или послемеловое время.

Березовский надвиг характеризуется следующими параметрами:

- простирание 280° – 290° ;
- угол падения (в направлении 10° – 20°) составляет около 15° ;
- амплитуда смещения достигает почти 1.5 км.

При этом его проекция на плоскость профиля DOBRE-5 имеет параметры, соответствующие параметрам западной части зоны 2 – ее наклон на восток составляет 1° – 2° (см. рис. 5, а).

Аналогичные значения элементов залегания Березовского надвига и результаты параметризации расположенного в непосредственной близости от профиля DOBRE-5 Сарыбашского дизъюнктивного нарушения (см. рис. 5, г) с близкими структурно-кинематическими характеристиками приведены в [24].

Таким образом, в первом из допустимых вариантов параметризации надвиговых структур на профиле DOBRE-5 (падение в северном направлении) Березовский и Сарыбашский приповерхностные надвиги, локализованные в висячем борту зоны 2 и зоны 3, являются структурными аналогами этих глубинных надвигов, но более низкого ранга. В этом случае выделенные на профиле DOBRE-5 нарушения имеют также северное падение с амплитудой перемещения от 15 км

(зона 2) до и более 30 км (зона 3). Формирование всех надвигов, локализованных как в осадочном чехле, так и в складчатом основании, происходило в сходной кинематической обстановке – в условиях субмеридионального сжатия.

Второй вариант, при котором падение зоны 2 и зоны 3 происходит в южном направлении, также допустим. В данном варианте эти зоны представляют собой глубинные надвиги, формирование которых было обусловлено процессами конвергенции на протяжении альпийского этапа, обусловившими надвигание Скифской плиты на край Восточно-Европейской платформы в обстановках субмеридионального сжатия. Березовская и Сарыбашская структуры в этом процессе играют роль приповерхностных ретронадвигов – надвигов с обратным падением по отношению к основной (зона 2 и зона 3) системе.

Учитывая местоположение выделенных на профиле DOBRE-5 надвиговых нарушений в структуре Равнинного Крыма (в северном борту Центрально-Крымского поднятия складчатого основания Скифской плиты) и независимо от того, какому из вариантов интерпретации условий их залегания отдается предпочтение, данные структуры обозначены как Верхний (зона 2) и Нижний (зона 3) Центрально-Крымские надвиги.

Структурные аналоги Центрально-Крымских надвигов известны также в пределах Горного Крыма, где в количественном отношении и по масштабу смещений они значительно уступают сдвиговым и сбросовым системам разрывов. На этом основании надвиги Горного Крыма отнесены нами к разряду компенсационных структур, которые образуются в зонах динамического влияния сдвиговых нарушений, когда возможности релаксации напряжений путем пластических деформаций и перемещений вдоль сдвигов полностью исчерпаны. В то же время, в пределах Черноморской впадины очаги землетрясений взбросового и надвигового типа имеют наиболее широкое распространение [4]. Полагаем, что для развития взбросо-надвиговых деформаций более благоприятными являются тектонически активные и, соответственно, относительно ослабленные сегменты земной коры, в пределах которых величина горизонтальных сжимающих напряжений превышает суммарный уровень напряжений, обусловленных литостатическим давлением и внутренним трением перемещаемых массивов. В исследуемом регионе к таким сегментам относятся зона сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы, к которой приурочены Центрально-Крымские надвиги, ложе глубоководной впадины Черного моря с редуцированной корой и прилега-

ющие к нему участки тектонически активного континентального склона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Цикличность изменения кинематических обстановок в исследуемом регионе

Результаты идентификации и анализа условий формирования тектонических нарушений, выделенных на профиле DOBRE-5, показали, что их возникновение и активизация происходили в противоположных кинематических обстановках. Сбросовый характер зоны сочленения разновозрастных платформ отражает наличие условий юг–юго-восточного – север–северо-западного или меридионального растяжения земной коры региона (см. рис. 2, см. рис. 3, зона 1). Напротив, обстановкой, обусловившей формирование надвиговых структур (см. рис. 2, см. рис. 3, зона 2 и зона 3), являлось региональное субмеридиональное сжатие.

Хронологическую последовательность изменений этих обстановок и периоды, в течение которых та или иная из обстановок являлась доминирующей, можно обосновать полихронной цикличностью колебательных движений земной коры по типу продольного сжатия–растяжения, которая получила отражение в составе и особенностях распространения платформенных отложений Равнинного Крыма и Северного Причерноморья (рис. 6). Эта цикличность согласуется с результатами палеогеодинамических реконструкций для альпийского этапа центральной части Средиземноморского пояса [6, 11, 33–40]. При этом результаты структурно-формационного анализа платформенных отложений, выполненного на основе 32-х литолого-стратиграфических карт разновозрастных комплексов [5, 6], позволяют более детально, чем в палеогеодинамических реконструкциях, восстановить хронологию изменения кинематических обстановок в регионе. В процессе исследований учитывалось, что:

– платформенные отложения формировались в условиях относительно мелководного бассейна, в пределах которого отсутствовали области скольконибудь длительного некомпенсированного погружения, следовательно, мощности и состав осадочных образований в известной степени отражают степень прогибания земной коры региона;

– латеральная зональность (от относительно глубоководных к прибрежным фациям) разновозрастных платформенных отложений свидетельствует о том, что контуры морского бассейна в разные эпохи примерно совпадали с современ-

ными границами распространения соответствующих литолого-стратиграфических комплексов.

Длиннопериодная составляющая установленной полихронной цикличности указывает на то, что альпийский этап подразделяется на три подэтапа:

- раннемеловой–раннеэоценовый (раннеальпийский);
- среднеэоценовый–раннемиоценовый (среднеальпийский);
- среднемиоценовый–четвертичный (позднеальпийский).

В каждом из подэтапов проявляются трансгрессивные и регрессивные тенденции платформенного осадконакопления, а также периоды максимального и минимального распространения морского бассейна, которые отражаются и в составе литолого-стратиграфических комплексов [5]. Это касается соотношения в разрезе обломочно-терригенного и хемогенно-карбонатного материала: доля обломочно-терригенных отложений уменьшается от начала каждого подэтапа к его середине, вытесняясь хемогенно-карбонатными образованиями, и снова возрастает на завершающих стадиях. Кратковременные внутриформационные и межформационные перерывы в осадконакоплении усложняют предложенную схему, однако не меняют общей тенденции.

Кроме этого, сейсмологические данные по Крымско-Черноморскому и другим регионам подтверждают наличие короткопериодной цикличности (когда изменение обстановок происходит за очень короткое время), которая проявляется в решениях механизмов очагов землетрясений одной и той же зоны, но возникших в разных, зачастую противоположных, кинематических обстановках [4].

В рамках каждого из подэтапов, отражающих длиннопериодную цикличность геологических процессов, выделены следующие стадии (см. рис. 6):

- трансгрессивная (t);
- инундационная (i);
- регрессивная (r);
- эмерсивная (e).

Трансгрессивные стадии характеризуют обстановку субмеридионального растяжения, обусловившие устойчивое погружение территории и расширение площади морского бассейна с образованием преимущественно терригенных или карбонатно-терригенных осадков.

Инундационным стадиям свойственны относительно устойчивый (на фоне продолжающейся трансгрессии) тектонический режим и максимально широкое распространение морского

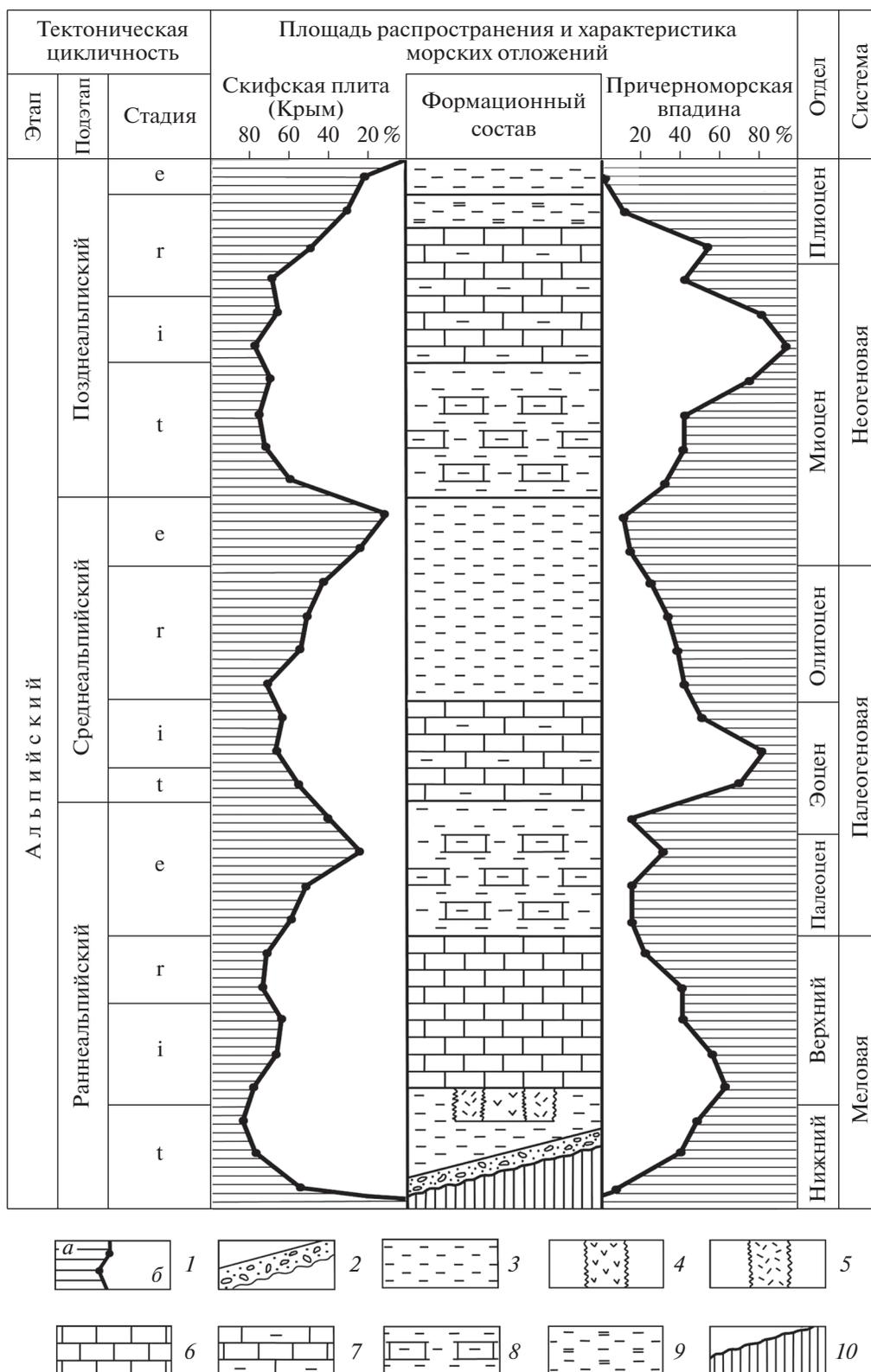


Рис. 6. Цикличность колебательных движений земной коры Северного Причерноморья по типу продольного сжатия–растяжения в течение альпийского тектонического этапа.

1 – соотношение площади: а – суши, б – морских отложений; 2–9 – геологические формации платформенного чехла: 2 – терригенная базальная, 3 – терригенная, 4 – вулканогенная андезитовая, 5 – вулканогенно-терригенная, 6 – карбонатная, 7 – терригенно-карбонатная, 8 – карбонатно-терригенная, 9 – терригенная лимонитсодержащая; 10 – геотерогенное складчатое основание (фундамент)

бассейна с преобладанием карбонатного или терригенно-карбонатного осадконакопления. Вертикальная зональность пород в разрезе обусловлена сменой (снизу вверх) мелководных отложений более глубоководными. Трансгрессивные и инундационные стадии характеризуются возникновением или активизацией тектонических нарушений в виде сбросов, сдвига-сбросов и сдвигов субширотной или диагональной (преимущественно северо-западной и запад-северо-западной) ориентировки [5, 6].

Регрессивные стадии отражают кардинальные изменения тектонического режима – в обстановках субмеридионального сжатия доминируют тенденции воздымания земной поверхности, уменьшение площади и обмеление морского бассейна с вытеснением из разреза карбонатных образований терригенными отложениями.

Эмерсивные стадии характеризуются высоким стоянием региона и минимальными площадями морского (преимущественно терригенного) осадконакопления. Особенности состава платформенных образований на завершающих стадиях во многом обусловлены орогеническими движениями в пределах смежных активных областей. Наиболее отчетливо эта связь проявляется на примере отложений олигоцена–нижнего миоцена среднеальпийского подэтапа – по латерали платформенных образований Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты переходят в молассу предгорных прогибов Крымско-Кавказской горной страны. Консидиментационные разломы в эти периоды активизируются в виде взбросов, взбросо-сдвигов, сдвигов и надвигов преимущественно северо-восточного и субширотного простиранья.

Установленная цикличность платформенного осадконакопления согласуется с результатами региональных палеогеодинамических реконструкций для альпийского этапа, где Черноморская впадина рассматривается как задуговой бассейн [6, 11, 33–40], особенности формирования которого обусловлены процессами субдукции Неотетиса под Евразийский континент. Сопоставление результатов структурно-формационного анализа платформенных отложений и палеогеодинамических реконструкций показывает, что ранне- и среднеальпийский подэтапы отражают особенности эволюции бассейнов, формирующихся на южной окраине Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса, расположенных на разном удалении от исследуемого региона. Время, соответствующее изменению положения субдукционных зон (конец палеоцена–начало эоцена [36]), в точности совпадает с хронологической границей

между ранне- и среднеальпийским подэтапами (см. рис. 6). Начало позднеальпийского подэтапа (граница раннего и среднего миоцена) соответствует периоду полного закрытия Неотетиса и образования внутреннего Сарматского моря.

Геодинамические обстановки возникновения и активизации разрывных структур

Циклические изменения кинематических обстановок предопределили пространственно-временные особенности возникновения и/или активизации разрывных структур, выделенных и идентифицированных в процессе интерпретации скоростной модели профиля DOBRE-5.

В Крыму и Северном Причерноморье начало платформенного развития региона и, соответственно, раннеальпийского подэтапа маркируется готерив–альбским возрастом отложений базального горизонта осадочного чехла [9]. В палеогеодинамических реконструкциях Средиземноморского пояса [11, 33–36] на раннеальпийский подэтап приходится начальная стадия формирования окраинных морей Тетиса на южной периферии Евразии с заложением системы рифтогенных структур. Глубоководная впадина Черного моря формировалась с середины раннего мела в течение 35 млн лет (от 130 до 95 млн лет), по [11]. В палеорекострукциях, по [36], нашли отражение процессы задугового растяжения континентальной коры, обусловленного субдукцией Неотетиса под Понтиды, вследствие чего в тылу последних возникла система рифтов, в том числе послуживших ядром современных (в основном оформившихся в сеноман–коньякское время) Западно- и Восточно-Черноморской глубоководных впадин. Одновременно (в позднем апте–альбе) вдоль южного края Восточно-Европейской платформы происходило заложение крупного рифтогенного прогиба (Одесско-Джанкойского палеорифта [25, 26] или Каркинитского рифта [35, 36]), заполненного вулканогенно-терригенными отложениями. Процессы рифтогенеза начались в раннем мелу (не позднее апта–альба) и продолжались до конца сантона, обусловив возникновение вдоль зоны сочленения разновозрастных платформ системы полуграбенов, ограниченных сбросами южного падения. Рифтогенный этап длился в интервале от 128 до 83 млн лет [35]. Данный временной интервал:

- соответствует трансгрессивной и инундационной стадиям раннеальпийского подэтапа;

- отражает преобладание обстановок субмеридионального тангенциального растяжения и наиболее интенсивного, по сравнению с последу-

ющими подэтапами, прогибания земной коры, о чем свидетельствуют максимальные мощности соответствующих литолого-стратиграфических комплексов и самые высокие скорости осадконакопления в осевых частях Каркинитского и Северо-Крымского прогибов [5, 13] (см. рис. 6).

Одним из доводов в пользу указанной обстановки в регионе является альб—сеноманский андезитовый вулканизм, проявившийся вдоль зоны сочленения разновозрастных платформ сначала в виде подводных щелевых извержений, а впоследствии — в виде вулканов центрального типа [21, 22].

Высокая интенсивность тектонических процессов в условиях задугового растяжения земной коры региона, а также максимальные градиенты скоростей осадконакопления вдоль границы разновозрастных платформ [5] свидетельствуют о том, что основная фаза альпийской активизации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты как крупной региональной структуры сбросового типа (зоны 1) приходится на трансгрессивную и инундационную стадии раннеальпийского подэтапа. Циклический характер изменения кинематических обстановок указывает на возможность повторной активизации этой и иных структур сбросового типа и в начальные стадии последующих подэтапов (средний—поздний эоцен и средний миоцен).

В середине позднего мела произошла инверсия тектонического режима. С этого времени вплоть до раннего эоцена в регионе преобладали обстановки субмеридионального сжатия, обусловившие сокращение площади морского бассейна и уменьшение мощностей осадочных комплексов до почти полного выклинивания некоторых из них (см. рис. 6). В палеогеодинамических реконструкциях [35] этот период обособлен как второй тектонический этап — пассивное пост-рифтовое термическое прогибание, — хотя, по нашему мнению, прогибание в данном случае имеет локальный характер, поскольку происходит на фоне общего воздымания земной коры. Этот процесс продолжался с кампана до конца среднего эоцена, что полностью соответствует периоду, на который приходятся регрессивная и эмерсивная стадии раннеальпийского подэтапа (см. рис. 6). Это согласуется и с последними результатами структурно-геологических и сейсмических исследований как в пределах суши, так и на акватории, свидетельствующими о доминировании в палеоцене обстановок регионального сжатия [41, 43]. Учитывая поздние или послемеловой возраст Березовского и Сарыбашского надвигов и возможность синхронного с ними образования

Верхнего и Нижнего Центрально-Крымских надвигов, регрессивную или, что более вероятно, эмерсивную стадии раннеальпийского подэтапа можно считать благоприятными для зарождения этих структур. Одновременно в обстановке регионального сжатия могла происходить активизация и зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с Крымским сегментом Скифской плиты по надвиговому типу — в виде системы шаражей. Однако размах этого надвигания значительно уступал амплитуде предшествовавших сбросовых смещений вдоль этой зоны, вследствие чего в современном выражении она сохранила облик крупного сброса.

Граница палеоцена и эоцена знаменует собой начало среднеальпийского подэтапа в развитии региона (см. рис. 6). Согласно палеогеодинамическим реконструкциям, в это время прекращаются субдукционные процессы перед фронтом Понтийской дуги и возникает новая зона субдукции, расположенная намного южнее — вдоль северного края остаточного [36] океана Неотетис. Вследствие большей удаленности новой субдукционной зоны от края кратона обстановки задугового растяжения в течение трансгрессивной и инундационной стадий среднеальпийского подэтапа в Крыму и Северном Причерноморье проявились менее интенсивно, чем в соответствующие стадии раннеальпийского подэтапа. Относительно невысокие мощности осадочных комплексов и скорости осадконакопления, а также менее значительные градиенты изменения этих параметров вдоль шовной зоны разновозрастных платформ [5] свидетельствуют о том, что в этот период происходила повторная активизация сбросовой зоны 1. Однако амплитуды сбросовых смещений при этом существенно уступали по своему масштабу амплитудам смещений, происходивших на аналогичных стадиях раннеальпийского подэтапа.

Регрессивная и эмерсивная стадии среднеальпийского подэтапа (орогенный и основной орогенный этапы, по [36]) соответствуют периодам последовательного сокращения и полного исчезновения Неотетиса вследствие окончательного причленения Аравии к Евразийской плите. Высокая интенсивность орогенических движений в олигоцене—раннем миоцене, обусловившая формирование Крымско-Кавказской горной страны, обеспечила условия и для максимальной активизации системы Центрально-Крымских надвигов в основании Скифской плиты. Подтверждением этого являются многочисленные деформации палеогеновых отложений в южном (более крутом) борту Индоло-Кубанского прогиба в виде слож-

ных линейных складок, опрокинутых в сторону осевой части прогиба и разорванных дизъюнктивами [43]. К этому же времени можно отнести формирование складчатости сжатия, взбросов и надвигов северной вергентности, установленных по результатам геофизических исследований в меловых отложениях Северо-Азовского бассейна, а также в основании Каркинитского прогиба [2, 8, 35]. В последних обобщениях результатов структурно-геологических исследований, проведенных в пределах Крыма и прилегающих акваторий, этот период отвечает второму этапу регионального сжатия [41]. Таким образом, основной временной интервал формирования (активизации) Центрально-Крымских надвигов, по которым верхние части дорифейского субстрата были сорваны со своего места и надвинуты как на рифейско-палеозойские образования основания Скифской плиты, так и на отложения ее осадочного чехла приходится на регрессивную и эмерсивную стадии среднеальпийского подэтапа (поздний олигоцен—ранний миоцен).

Позднеальпийский подэтап, начавшийся с середины миоцена (см. рис. 6), отражает общую тенденцию в эволюции Сарматского моря — внутреннего бассейна, занимавшего в среднем сармате (инундационная стадия) всю акваторию современного Черного моря и Азовского моря, территории Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты за исключением островных поднятий, существовавших на месте современных Горного Крыма и Кавказа. Внутренний бассейн неоднократно менял свою конфигурацию, при этом площадь осадконакопления последовательно сокращалась на протяжении послесарматского времени в течение регрессивной и эмерсивной стадий в результате общего воздымания земной коры региона, которое обусловило поднятие территории всего Равнинного Крыма и Северного Причерноморья и окончательное формирование современного Горно-Крымского сооружения.

Обстановки регионального растяжения, доминирующие в течение начальных стадий позднеальпийского подэтапа, обусловили активизацию основных сбросовых структур региона — шовных зон сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы, а также Горного Крыма и современной глубоководной впадины Черного моря. На заключительных его стадиях (в плиоцен—четвертичное время) в обстановках субмеридионального сжатия активизировалась система Центрально-Крымских надвигов и их структурных аналогов. Это находит подтверждение в современном рельефе Равнинного Крыма в виде

Сарыбашской возвышенности, расположенной на северном фланге Центрально-Крымского поднятия, где локализованы указанные надвиговые структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе геологической интерпретации результатов глубинного сейсмического зондирования по профилю DOBRE-5 было установлено несколько зон тектонических нарушений, три из которых (учитывая их протяженность и амплитуды) относятся к разряду основных разрывных структур региона. Результаты выполненного авторами структурно-кинематического анализа показали, что их возникновение и последующие активизации происходили в условиях меняющихся (инверсионных) кинематических обстановок продольного сжатия и растяжения земной коры. Циклический характер этих изменений был предопределен особенностями эволюции задуговых бассейнов, формирующихся на южной окраине Евразии перед фронтом зон субдукции Неотетиса, существовавших в начальные периоды альпийского этапа на разном удалении от исследуемой территории.

Первое из выявленных разрывных нарушений (зона 1) является структурным отражением шва сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты. Профиль DOBRE-5 пересекает зону 1 в районе восточного борта Змеиноостровского поднятия. Здесь зона 1 представлена системой сбросовых нарушений, по которым смещены верхние слои земной коры — породы осадочного чехла и основания Скифской плиты. Имея пологое погружение на юг—юго-восток, к востоку от Змеиноостровского поднятия, зона 1 проецируется на профиль DOBRE-5 на всем протяжении изучаемого разреза как крупно-амплитудный сброс, вдоль которого происходит смещение земной коры на всех ее уровнях. Циклический характер изменения кинематических обстановок продольного сжатия и растяжения в регионе предопределил возможность повторной многократной активизации данной структуры как по сбросовому, так и по надвиговому типу. Основная активная фаза приходится на трансгрессивную и инундационную стадии раннеальпийского подэтапа (конец раннего—начало позднего мела), которые соответствуют начальному периоду задугового растяжения коры и раскрытия Черного моря с зарождением рифтогенных структур на южной окраине Евразии перед фронтом зоны субдукции Неотетиса в тылу формирующейся Понтийской дуги. Наличие аналогичных условий субмеридионального растяже-

ния в начальные стадии последующих (средне- и позднеальпийского) подэтапов способствовало повторной сбросовой активизации шовной зоны между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой, однако амплитуды смещений в эти периоды были менее значительными. Инверсия тектонических режимов на завершающих стадиях всех подэтапов и доминирование в эти периоды обстановок субмеридионального сжатия предопределили возможность активизации зоны сочленения Восточно-Европейской платформой и Скифской плиты также по надвиговому типу. Однако масштабы надвиговых подвижек были намного меньше суммарных амплитуд сбросовых смещений, вследствие чего на профиле DOBRE-5 зона 1 сохранила до настоящего времени облик крупного сброса.

По пространственным параметрам, структурно-кинематическому типу и значительной роли в эволюции региона тектоническим аналогом зоны сочленения разновозрастных платформ во многом является Южнобережная шовная зона, которая трассируется континентальным склоном, отделяя Горный Крым от области развития субокеанической коры Восточно-Черноморской впадины. Данные структуры образуют систему крупноамплитудных сингенетических сбросов, формирование и активизация которых в течение альпийского этапа происходили синхронно, поскольку были обусловлены общими особенностями геодинамической эволюции северной окраины Неотетиса. При этом степень активности зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты постепенно уменьшалась от раннеальпийского подэтапа к позднеальпийскому, тогда как высокая интенсивность тектонических движений вдоль Южнобережной зоны сохраняется до настоящего времени. Данная взаимосвязь в развитии разрывных структур региона предопределила основные особенности современного строения Крымского сегмента Крымско-Черноморского региона, а также высокий уровень сейсмичности в зоне сочленения континентального Крыма и субокеанической коры Черноморской впадины. Здесь отмечаются многочисленные землетрясения сбросового типа, в частности, катастрофическое Ялтинское землетрясение 11 сентября 1927 г., вызвавшее разрушения на всем Южном берегу Крыма.

Две другие разрывные зоны – Верхний и Нижний Центрально-Крымские надвиги, – установлены по троекратному повторению фрагментов геологического разреза. Эти фрагменты включают расположенные друг над другом субпластовые тела (по скоростным характеристикам аналогич-

ные комплексам гранитно-гнейсового фундамента), разделенные относительно низкоскоростными образованиями гетерогенного основания Скифской плиты. Нижняя возрастная (поздне- или послемеловая) граница формирования этих нарушений обосновывается залеганием более высокоскоростных отложений на породах осадочного чехла нижнемелового возраста на восточном продолжении одной из этих зон, а также мелко-амплитудными надвигами в меловых платформенных отложениях Скифской плиты, выявленными при бурении глубоких скважин. Имея пологое падение и значительную протяженность, Центрально-Крымские надвиги пересекаются профилем DOBRE-5 на глубинах 5–15 км. На заключительных стадиях развития региона в ходе среднесарматской трансгрессии они были погребены толщей среднемиоценовых–четвертичных отложений. Вследствие этого отсутствуют какие-либо структурные признаки данных надвигов в молодых образованиях и на дневной поверхности.

Результаты анализа показали, что Центрально-Крымские надвиги, вероятнее всего, имеют субширотное простирание и пологое падение, направление которого однозначно не устанавливается. При южном их падении вдоль этих структур происходит надвигание Скифской плиты в сторону древней платформы, при падении в противоположном направлении – Скифская плита поддвигается под край кратона. В любом варианте переслаивание высокоскоростных и низкоскоростных пластин позволяет рассматривать данный фрагмент геологического разреза в системе автохтон–паравтохтон–аллохтон, предполагая наличие тектонических границ в основании бескорневых гранитоидных образований. Благоприятными периодами для образования этой системы разрывов являются регрессивные и эмерсивные стадии каждого подэтапа, которые отражают наличие обстановок субмеридионального сжатия. Высокая интенсивность орогенических движений в олигоцене–раннем миоцене (на завершающих стадиях среднеальпийского подэтапа), обусловившая формирование Крымско-Кавказской горной страны, указывает на то, что образование Верхнего и Нижнего Центрально-Крымских надвигов, вероятнее всего, произошло именно в этот период. Признаки новейшей активизации этих структур на заключительной стадии позднеальпийского подэтапа (позднеплиоценное–четвертичное время) проявляются в виде системы возвышенностей на фоне равнинного рельефа северо-западной части п-ова Крым.

Таким образом, разрывные нарушения, выявленные и идентифицированные в пределах зоны

сочленения Восточно-Европейской платформы и крымского сегмента Скифской плиты по данным скоростной модели профиля DOBRE-5, являются системными элементами структурного рисунка Крымско-Черноморского региона. Пространственно-кинематические параметры этих структур согласуются с основными особенностями геодинамического развития региона в течение альпийского этапа.

Благодарности. Авторы глубоко признательны коллегам из Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, совместно с которыми выполнялась интерпретация скоростной модели по проекту DOBRE-5, а также редактору журнала М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва) за проведенное редактирование.

Авторы благодарны анонимным рецензентам за конструктивные комментарии, которые позволили улучшить статью.

Финансирование. Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 16-05-00996) и Министерства науки и высшего образования РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адам А.А., Ближковски М., Борманн П., Гутерх А., Дачев Х., Корнеа И., Кутас Р.И., Магницкий В.А., Соллогуб В.Б., Хаин В.Е., Соллогуб Н.В., Старостенко В.И. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / А.В. Чекунов (ред.). К.: Наукова думка, 1987. 168 с.
2. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
3. Баранова Е.П., Егорова Т.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях // Геофизический журн. 2008. Т. 30 № 5. С. 124–144.
4. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Пустовитенко Б.Г., Миллюков В.К. Избирательный характер проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Средиземноморского пояса (по данным решений механизмов очагов землетрясений) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 64–79.
5. Вольфман Ю.М. О влиянии кинематических обстановок на цикличность геологических процессов в пределах Крыма и Северного Причерноморья в течение альпийского этапа // Геофизический журн. 2008. Т. 30. № 5. С. 101–114.
6. Вольфман Ю.М. Отражение геодинамики Черноморского региона в результатах структурно-формационного анализа платформенных отложений Крыма и Северного Причерноморья // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа / И.А. Керимов, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашин (ред.). М.: ИИЕТ РАН, 2019. Т. IX. С. 7–13.
7. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
8. Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 4. С. 26–63.
9. Гнидец В.П. Источники питания и седиментогенез в раннемеловом бассейне Равнинного Крыма (базальный горизонт готерив-альба) // Литология и полезн. ископаемые. 1986. С. 205–212.
10. Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. 2016. № 4. С. 68–87.
11. Гольмиток А.Я., Хахалев Е.М. Оценка возраста Черноморской впадины и ее эволюция // История океана Тетис / А.С. Монин, Л.П. Зоненшайн (ред.). М.: ИО АН СССР, 1987. С. 116–138.
12. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере / А.С. Григорьев, Д.Н. Сорокина (ред.). М.: Наука, 1979. С. 7–25.
13. Ермаков Ю.Г., Вольфман Ю.М. Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 4. С. 9–12.
14. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
15. Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 600–610.
16. Котляр А.Ю., Верховцев В.Г. Выявление критериев современного положения юго-западной границы Восточно-Европейской платформы по данным дистанционного зондирования Земли // Геологический журн. 2009. № 3. С. 58–63.
17. Круглов С.С., Цыпко А.К., Арсирий Ю.А., Витенко В.А., Вишняков И.Б., Кирилук В.П., Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Самарский А.Д., Сиворонков А.А., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.
18. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В., Курин П.Н., Лимонов А.Ф., Пивоваров Б.Л., Щербаков Ф.А. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 244 с.
19. Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плехотный Л.Г. Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. 1968. № 4. С. 54–70.
20. Парфенов В.Д., Парфенов С.И. К вопросу реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 938–941.

21. *Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г., Гордиевич В.А.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46. № 4. С. 102–112.
22. *Плахотный Л.Г., Бондаренко В.Г.* Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность / Н.П. Семененко (ред.). Киев: Наукова думка, 1972. С. 211–221.
23. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 234 с.
24. *Рогожников В.Д.* Дислокации Сарыбашского гребня в равнинном Крыму // Геодинамика Крымско-Черноморского региона / Мат-лы конф. “Геодинамика Крымско-Черноморского региона” 22–28 сентября 1996 г., Симферополь. Симферополь: НАН Украины, 1997. С. 77–80.
25. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. 184 с.
26. *Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В.* Тектоника Одесско-Джанкойской рифтовой зоны // Докл. АН УССР. 1982. № 10. С. 23–35.
27. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р., Старостенко В.И., Соллогуб Н.В., Кутас Р.И., Бородулин М.А., Русаков О.М., Бурьянов В.Б., Соловьев В.Д., Рогоза О.И., Шиманский А.А., Щербачков В.В.* Геология шельфа УССР. Тектоника / Е.Ф. Шнюков (ред.). Киев: Наукова думка, 1987. 152 с.
28. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Старостенко В.И., Кутас Р.И., Буллах Е.Г., Соллогуб Н.В., Харитонов О.М., Пашкевич И.К., Пустильников М.Р., Бородулин М.А., Шляховский В.А., Капица Ю.М., Кулик С.Н., Корня И., Битер М., Демитреску К., Лазареску В., Помпилян А., Радулеску Ф., Рейману В.* Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных // Геофизический журн. 1985. Т. 7. № 4. С. 3–18.
29. *Ткаченко Г.Г., Пазюк Л.И., Самсонов А.И.* Геология острова Змеиный (Черное море) // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: КГУ, 1969. Вып. 3. С. 3–7.
30. *Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976. 164 с.
31. *Юдин В.В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.
32. *Artemieva I.M., Thybo H.* EUNASEIS: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // Tectonophysics. 2013. Vol. 609. P. 97–153.
33. *Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Papin M., Xuan Z.* Geophysical study of the Black Sea area // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. Vol. XXX/117–118. P. 197–324.
34. *Hippolyte J.-C., Murovskaya A., Volfman Y., Yegorova T., Gintov O., Kaymakci N., Sangu E.* Age and geodynamic evolution of the Black Sea Basin: Tectonic evidences of rifting in Crimea // *Marin. Petrol. Geol.* 2018. 93. P. 298–314.
35. *Khriachtchevskaia O., Stovba S., Stephenson R.* Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* / M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (eds). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. Vol. 340. P. 137–157.
36. *Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S., Fokin P.* Late Paleozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. Vol. 20. P. 571–634.
37. *Nikishin A., Okay A., Tuysuz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. P. 1. Basins structure and fill // *Marin. Petrol. Geol.* 2015. Vol. 59. P. 638–655.
38. *Okay A., Nikishin A.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57(5–8). P. 1051–1076.
39. *Okay A.I., Tuysuz O.* Tethyan sutures of northern Turkey / Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranne M. (eds.). *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1999. Vol. 156. P. 475–515.
40. *Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V.* The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Paleozoic to the Early Cretaceous // *Europ. Lithosph. Dynam. Geol. Soc., London. Mem.* 2006. Vol. 32. P. 481–505.
41. *Sheremet Ye., Sosson M., Ratzov G., Sydorenko G., Voitskiy Z., Yegorova T., Murovskaya A.* An offshore-on-land transect across the north-eastern Black Sea basin (Crimean margin): Evidence of Paleocene to Pliocene two-stage compression // *Tectonophysics.* 2016. Vol. 688. P. 84–100.
42. *Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Šroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminnaho K., Tiira T., Tolkunov A.* Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // *Geophys. J. Int.* 2015. Vol. 201. P. 406–428.
43. *Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V.* Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile // *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* / M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (eds.). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. Vol. 428. P. 307–321.

Discontinuous Fault Structures in the Junction Zone of the East European Platform and the Crimean Segment of the Scythian Plate Along the DOBRE-5 DSS Profile

Yu. M. Volfman^{1,*}, E. Ya. Kolesnikova¹

¹*Institute of Seismology and Geodynamics, Vernadskii Crimean Federal University,
Acad. Bernadsky ave. 4, 295007, Simferopol, Russia*

**e-mail: seism.volf@gmail.com*

Through geological interpretation of the velocity model on the DOBRE-5 deep seismic sounding profile, passing through the Pre-Dobrogea, the northwestern shelf of the Black Sea and the Crimean peninsula, the authors justified the presence of several zones of large tectonic faulting. The first of them is represented by a system of closely spaced, gently dipping to the S–SE, listric faults, which are considered as the expressions of the suture between the East European platform and the Crimean segment of the Scythian plate. The two other zones – Upper and Lower Central Crimean thrusts – are of thrust type. The article discusses possible variants of the spatial position of these faults and reconstructed kinematic environments (conditions) of their formation using the tectonophysical analysis on stereographic grids. It is shown that emergence and subsequent activation of the junction zone of platforms of different age and of the Central Crimean thrusts occurred in changing kinematic environments (inversion) of ~N–S longitudinal compression and extension of the Earth's crust. The chronological changes in these environments, and the periods during which one of them was dominant, are justified by the cyclical oscillation movements of the crust, which is reflected in the composition and distribution of platform sequences of the Plain Crimea and the Northern Black Sea region. This cyclicity, as shown by the results of a comparative analysis with paleogeodynamic reconstructions of the Mediterranean belt, is caused by evolution of the Neotethys back-arc basins on the southern margin of Eurasia in front of the subduction zones existed in certain periods of the Alpine stage at different distances from the study region.

Keywords: deep seismic sounding, junction zone, East European platform, Scythian plate, discontinuous faults, thrusts, tectonic fractures, compression, extension, tectonic stress field