

УДК 551:24

ГИГАНТСКАЯ КВАЗИ-КОЛЬЦЕВАЯ МАНТИЙНАЯ СТРУКТУРА В ЗОНЕ АФРИКАНО-АРАВИЙСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ: ДАННЫЕ КОМПЛЕКСА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2021 г. Л. В. Эппельбаум^{1, *}, Ц. Бен-Аврахам¹, Ю. И. Кац²,
С. Клотинг³, М. К. Кабан^{4, 5}

¹Тель-Авивский университет, факультет точных наук — кафедра наук о Земле,
ул. Профессора Клаузнера, 6997801 Тель-Авив, Израиль

²Музей естественной истории — Национальный исследовательский центр Штайнхардта
Тель-Авивского университета, ул. Профессора Клаузнера, 6997801 Тель-Авив, Израиль

³Утрехтский университет, факультет наук о Земле,
3508 TA, Утрехт, Нидерланды

⁴Гельмгольц-Центр — GFZ Немецкий научно-исследовательский центр наук о Земле,
ул. Телеграфенберг, 14473 Потсдам, Германия

⁵Институт физики Земли им. О. Шмидта РАН,
д. 10 ул. Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия

*e-mail: levap@tauex.tau.ac.il

Поступила в редакцию 27.07.2020 г.

После доработки 04.10.2020 г.

Принята к публикации 29.10.2020 г.

Тектоно-геодинамические характеристики Североафрикано-Аравийского региона осложнены взаимодействием многочисленных факторов. Для исследования этого взаимодействия мы прежде всего использовали спутниковые гравитационные данные (пересчитанные на поверхность Земли), признанные мощным инструментом тектоно-геодинамического районирования. Примененное нами полиномиальное осреднение гравитационных данных указало на наличие гигантской, глубинной квази-кольцевой структуры в Восточном Средиземноморье, центр которой находится под островом Кипр. Одновременно геометрический центр выявленной структуры совпадает с критической широтой Земли 35°. Количественный анализ полученной гравитационной аномалии позволил оценить глубину верхней кромки аномального тела ~1650–1700 км. Карта векторов GPS, совпадающая с гравитационным трендом, указывает на вращение этой структуры против часовой стрелки. Обзор палеомагнитных данных на проекции обнаруженной структуры на земную поверхность также подтверждает ее вращение против часовой стрелки. Проведенный анализ карты распределения аномалий геоида и данные сейсмической томографии подтверждают наличие глубинной аномалии. Структурно-геодинамические характеристики региона и палеобиогеографические данные согласуются с предлагаемой физико-геологической моделью. Комплексный анализ петрологических, минералогических и тектонических данных позволяет предположить связь между обнаруженной глубинной структурой и приповерхностными процессами. Выявленная геологическая структура проливает свет на специфические аномальные эффекты, проявляющиеся в верхней части земной коры, включая высокоинтенсивную кипрскую гравитационную аномалию, вращение Мезозойского террейнового пояса против часовой стрелки, конфигурацию Синайской плиты и асимметрию осадочных бассейнов, расположенных вдоль континентальных разломов.

Ключевые слова: спутниковые гравитационные данные, геодинамика, тектоника, квази-кольцевая мантийная структура, палеомагнетизм, GPS, комплексный анализ

DOI: 10.31857/S0016853X21010057

ВВЕДЕНИЕ

Исследование взаимосвязи между глубинной геодинамикой и приповерхностными геологическими процессами является одной из главных задач в науках о Земле [42, 43]. В статье представлен комплексный геолого-геофизический анализ региона Северной Африки—Западной Азии, в кото-

ром развиты как гигантские Нубийская, Аравийская и Евразийская тектонические плиты, так и ряд сравнительно небольших тектонических единиц. Данный регион занимает площадь ~24 млн км² (рис. 1). Он включает ряд активных разломов и взаимодействующие тектонические пояса, континентальную и океаническую кору разного воз-

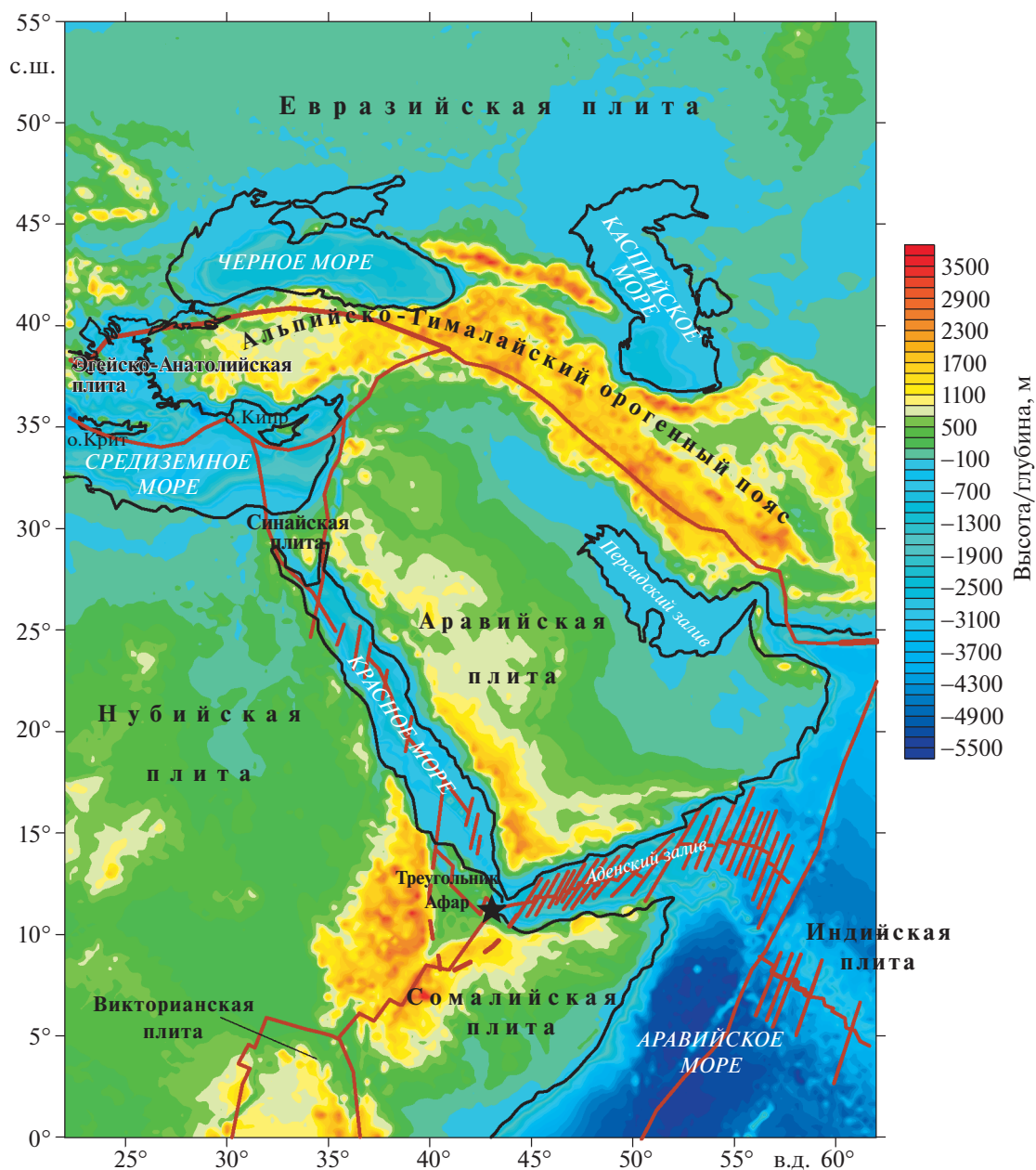


Рис. 1. Обзорная карта региона исследования с основными тектоническими элементами.

раста, интенсивную сейсмическую активность, а также несколько высокоамплитудных гравитационных аномалий и характеризуется значительными отклонениями в скоростях сейсмических волн на больших глубинах. Здесь сравнительно близко расположены зоны заключительных фаз субдукции и начальных стадий рифтогенеза [14, 34, 52, 57, 61, 95, 97, 100, 108]. Геолого-геофизическая нестабильность данного региона, расположенного в зоне сочленения между Восточной Гондваной и Евразией, определяется интенсивностью геодинамики — как коллизионного, так и рифтового типов (рис. 1). Здесь развиты несколько складчатых

поясов и кратонов, и проявляются различные геолого-геофизические процессы [60, 74, 108, 110]. Восточное Средиземноморье развивается в центре прогрессирующего Аффо-Евразийского столкновения, для исследования которого необходимо применение комплексного структурно-геодинамического анализа с использованием моделирования и численных методов.

Геофизические исследования Восточного Средиземноморья показали обширную зону развития утоненной континентальной коры [34] и идентифицировали цепочку доальпийских террейнов в

этой области [34, 35]. В центре Восточного Средиземноморья находится кипрская гравитационная высокоамплитудная аномалия (почти 200 мГал в редукции Буге) [64].

Целью нашей статьи является проведение расширенного комплексного анализа с применением геофизических методов (моделирование спутниковых и конвенциональных аномалий гравитационного поля, изучение распределения аномалий геоида, анализ положения векторов GPS и палеомагнитных данных, деформации земного эллипсоида вращения и глубинное геофизическое картирование) и синтез разнообразных аспектов геологических исследований (тектонно-структурное районирование, структурно-консидиментационные реконструкции, геодинамический анализ, фашиально-палеобиогеографическое картирование, использование геоморфологических данных, привлечение широкого спектра петроструктурных, радиометрических и минералогических методов исследований магматических пород).

АНАЛИЗ ДАННЫХ СПУТНИКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Анализ современных спутниковых гравиметрических данных является мощным и эффективным инструментом регионального тектоно-геодинамического районирования, данный анализ включает сегментацию данных, различные преобразования и комплексную тектоно-структурную интерпретацию [39, 52, 55–57, 75, 76].

В нашем исследовании спутниковые гравитационные данные были получены из общемировых гравитационных баз данных (проекты Geosat и ERS [102]). Изучение спутниковых данных в контексте тектонического регионального анализа во многих случаях позволяет определить структуру земной коры и толщину литосферы [57, 76].

Было показано, что для исследования глубинной структуры обширных регионов, начиная с нескольких миллионов квадратных километров, спутниковые гравитационные данные, пересчитанные к поверхности Земли, могут быть использованы без дополнительных редукций [55]. Ранее изучаемый Аравийско-Североафриканский регион был ограничен координатами 0° – 38° с.ш. и 30° – 57° з.д., в котором были проанализированы различные особенности земной коры и литосферы [55, 57]. Однако никаких региональных взаимоотношений между поворотом векторов GPS против часовой стрелки [47, 97] и структурой литосферы не было выявлено. Поэтому мы предполагаем возможное нахождение основного аномального источника, формирующего подобную конфигурацию векторов GPS, на больших глубинах.

В нашей работе мы расширили регион нашего исследования до 0° – 55° с.ш. и 22° – 62° з.д. Для анализа гравитационных спутниковых данных нами было применено несколько эффективных методик, включая полиномиальную аппроксимацию.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полиномиальная аппроксимация

Спутниковые гравитационные наблюдения, наблюдаемые по однородной сети, являются наиболее приемлемыми для использования математического моделирования. Гравитационное поле исследуемого региона обусловлено десятками, возможно сотнями тысяч, гравитационных аномалий, — и есть ли среди них некая региональная главенствующая аномалия? Для того чтобы лучше оценить природу гравитационных аномалий, мы применили полиномиальную аппроксимацию — мощный современный инструмент для решения широкого ряда проблем в области математики и прикладных наук [23, 28]. Полиномиальный подход идентифицирует наличие генерализованных трендов в наборах данных. Обработка используемого нами громадного массива гравитационных спутниковых данных (для построения исходной гравитационной карты было использовано более 9.5×10^6 наблюдений) практически исключает появление случайных основных компонент, которые могут привести к ошибкам в небольших наборах данных.

Аномальный тренд, полученный из полиномиальной аппроксимации массива данных кубической поверхностью (рис. 2), соответствует результатам, полученным с использованием методов дистанционного оценивания и нелинейной фильтрации. Основная тенденция на всех рассчитанных картах трансформированных аномалий силы тяжести показывает овальную (квази-кольцевую) структуру, отражающую глубокозалегающий источник этой аномалии. Аналогичный характер региональных аномалий был выявлен на гравитационной карте длинноволновых (800–3500 км) аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе [84].

Количественный анализ гравитационной аномалии

Количественная интерпретация трансформированных аномалий потенциальных полей является традиционной практикой [78, 113]. Глубина аномального источника связана с шириной аномалии, наклоном ее ветвей, площадью, занимаемой аномальной областью, и некоторыми другими параметрами. Предварительный анализ полученной гравитационной аномалии был проведен нами с использованием усовершенствованных

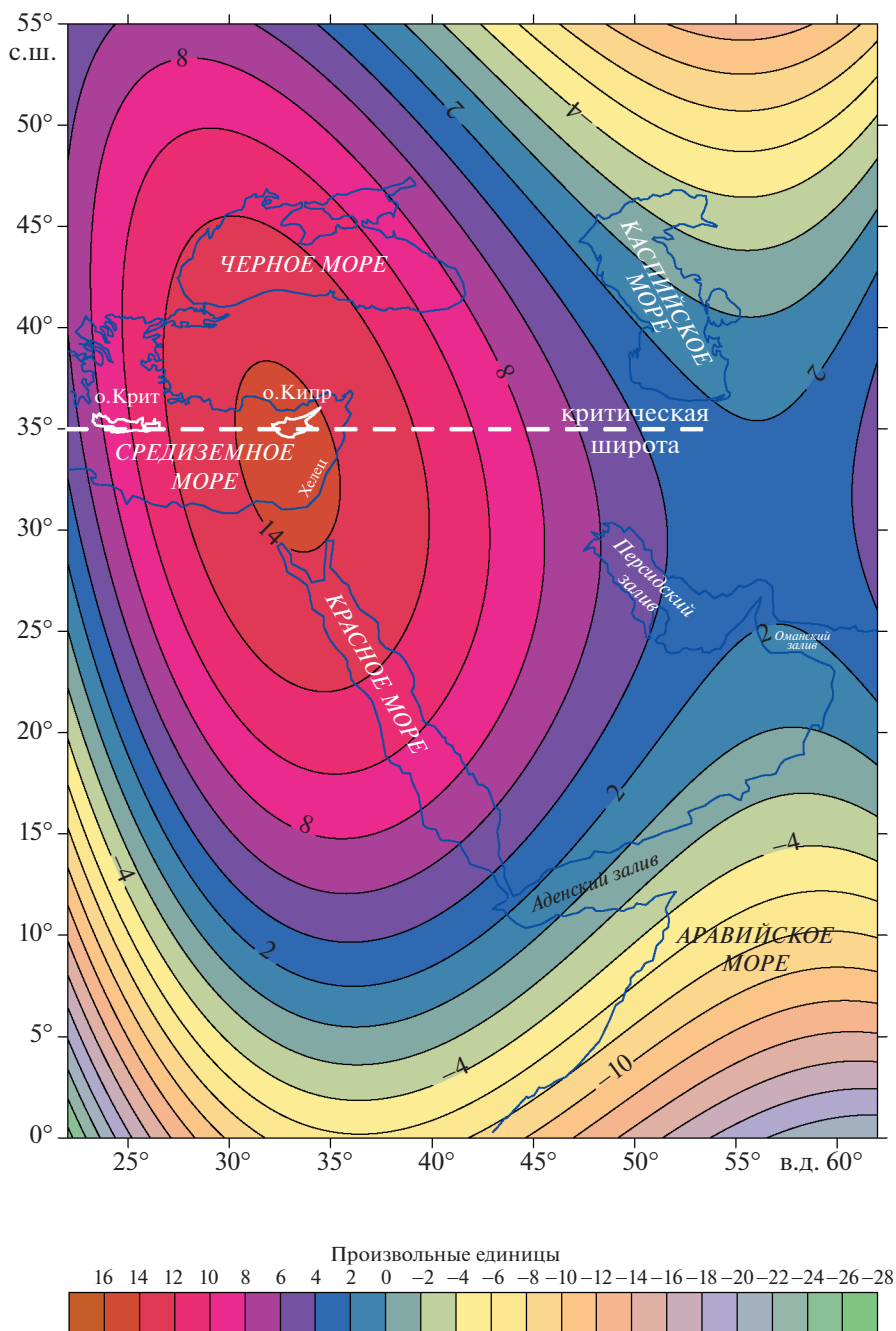


Рис. 2. Результаты аппроксимации кубическим полиномом спутниковых гравитационных данных. Обозначено (белая пунктирная линия): положение критической широты, совпадающее с центром полиномиальной аномалии и центральной областью о. Кипр.

методов касательных, характерных точек и площадей, разработанных для количественной интерпретации аномалий потенциальных геофизических полей для условий, где уровень нормального поля неизвестен [58]. Применение этих методов позволило определить, что верхняя кромка выявленной гигантской глубинной кольцевой структуры (ГГКС) залегает на глубине около 1650–1700 км, что свидетельствует о ее местопо-

ложении в нижней мантии. Использование классических методов количественной интерпретации [113] дало 10% занижение глубины залегания верхней кромки (<1550 км).

Для дальнейшего анализа обозначим проекцию ГГКС на относительно верхние геологические разрезы (литосфера и приповерхностная геология) как ГГКСП.

Модельный расчет остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии

Нами были проведены расчеты гравитационных аномалий, обусловленных влиянием нижней мантии. Гравитационный эффект вариаций плотности в нижней мантии едва заметен в наблюдаемом поле силы тяжести, т.к. здесь доминируют плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии [75]. Другим фактором, также маскирующим гравитационный эффект плотностных неоднородностей нижней мантии, является динамическая топография, индуцированная мантийной конвекцией [39, 75]. В частности, влияние динамической топографии четко прослеживается в изостатических аномалиях силы тяжести, вычисленных для тектонических структур Ближнего Востока и прилегающих регионов [75, 76]. Тем не менее, обработка больших массивов данных обеспечивает возможность выделения аномалий, относящихся к нижней мантии (см. рис. 2). Рассматриваемый в этом параграфе математический модельный расчет позволяет устранить из наблюдаемого поля гравитационный эффект коры и верхней мантии и обеспечивает независимое подтверждение полученных результатов. Этот эффект рассчитывается на основе независимых моделей, полученных из различных типов сейсмических данных, конвертированных в вариации плотности с использованием физики минералов [75].

Расчет остаточных мантийных аномалий состоял из двух этапов:

- удаление гравитационного эффекта земной коры, включая топографию и/или батиметрию, из наблюдаемого поля;
- устранение эффекта верхней мантии из общемантийного гравитационного поля (показан конечный результат (рис. 3)).

На первом этапе для Ближнего Востока и окружающих регионов была построена 3D плотностная модель земной коры на основе имеющихся сейсмических и геологических данных. Эта модель была использована для определения гравитационного эффекта коры относительно 1D эталонной модели стандартного распределения плотности по вертикали. Этот эффект был удален из наблюдаемого гравитационного поля, включая аномалии, вызванные вариациями топографии и рельефа морского дна. Соответственно, влияние динамической топографии, как части наблюдаемых аномалий, также исключено из исходного поля [75].

Для вычисления гравитационного эффекта верхней мантии была использована томографическая модель SL2013sv, представленная вариациями S-волн, скорректированными с учетом анизотропии [103]. Для глубин менее 300 км вариации плотности были получены на основе использования соотношений физики минералов [114]. На

больших глубинах, где этот подход не работает, для расчета плотности был использован постоянный коэффициент преобразования, полученный по результатам геодинамического моделирования:

$$\partial(\ln \Delta \rho) / \partial(\ln \Delta V_s) = 0.28, \quad (1)$$

где ρ – плотность, V_s – скорость поперечных волн [109]. Гравитационный эффект верхней мантии и переходной зоны (до глубины 700 км) был также рассчитан относительно 1D эталонной модели и удален из общемантийного гравитационного поля [77] (см. рис. 3).

Наиболее выраженная отрицательная аномалия соответствует Аденскому заливу, в то время как северная часть, относящаяся к Евразии и Евразийско-Аравийской переходной зоне, в основном характеризуется положительными гравитационными аномалиями (см. рис. 3).

Гравитационное поле, рассчитанное для нижней мантии значительно отличается от общемантийных аномалий. Например, гравитационный эффект плюма Афар почти незаметен, в то время как Южная Евразия после устранения эффекта верхней мантии характеризуется преимущественно отрицательными гравитационными аномалиями (см. рис. 3). Остаточное гравитационное поле явно разделяется на аномалии с характерными размерами примерно в интервалах >1000 и <400 км, т.е. на крупно- и среднемасштабные соответственно. Среднемасштабные аномалии не могут быть обусловлены влиянием нижней мантии ввиду большого расстояния до находящихся там возмущающих объектов. Очевидно, что эти аномалии связаны с недостаточным разрешением исходной томографической модели и погрешностями преобразования скорости в плотность [77]. Таким образом, можно выделить две группы крупномасштабных положительных остаточных аномалий:

- первая группа объединяет максимумы поля силы тяжести в Восточном Средиземноморье и региона Красного моря (см. рис. 3). Эта широкая аномалия силы тяжести хорошо коррелирует с гравитационной аномалией, выявленной путем расчета полиномиальной аппроксимации (см. рис. 2, см. рис. 3). Данный анализ, основанный на независимом подходе, также подтверждает наличие глубинной структуры с повышенной плотностью, находящейся в нижней мантии.
- Вторая группа интенсивных положительных аномалий (см. рис. 3, восточная часть изучаемого региона) соответствует коллизионной зоне между Аравией и Евразией.

Анализ карты аномалий геоида

Обобщенные аномалии геоида (составленные на основе EMG2008) и их сопоставление с данными распределения векторов GPS показаны на

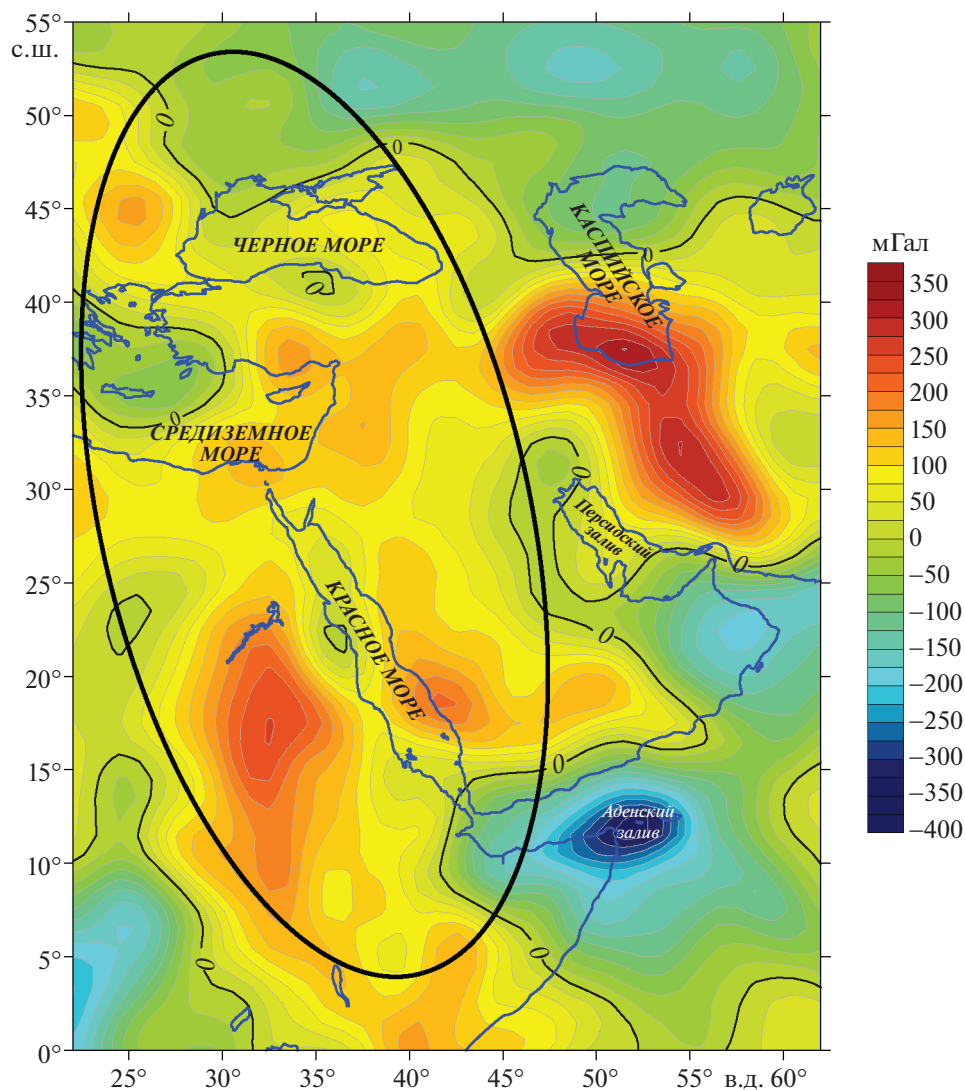


Рис. 3. Остаточные гравитационные аномалии, полученные для нижней мантии путем удаления эффекта верхней мантии из общемантийного поля (методика по [75]). Гравитационные аномалии от верхней мантии были рассчитаны на основе томографической модели SL2013sv [103] (по [76]). Показано (эллипс черного цвета): приблизительное положение максимума (максимум — см. рис. 2).

рисунке 4. Известно, что аномалии геоида отражают интегрированные эффекты земной коры, мантии и ядра [98]. Распределение аномалий геоида показывает большую квази-кольцевую структуру (см. рис. 4).

Положительные аномалии геоида отражают поднятие глубинной структуры, отрицательные аномалии геоида отражают ее периклинальную часть. Геодинамические характеристики данной карты (см. рис. 4) хорошо согласуются с картой положения векторов GPS, полиномиальной гравитационной аномалией (см. рис. 4, изолинии белого цвета) и остаточными гравитационными аномалиями, рассчитанными от нижней мантии (см. рис. 3). Аномалии геоида также в значительной степени коррелируют с региональными тек-

тоническими элементами (см. рис. 4). Аномалии геоида показывают вытянутую зону в направлении от север-северо-востока до юг-юго-запада, разделяющую области положительных и отрицательных значений (см. рис. 4). Эти неоднородности в мантии Земли были ранее интерпретированы как планетарная Урало-Африканская ступень [6]. В настоящее время на основе анализа данных гравитационного поля, векторов GPS, палеомагнитных и сейсмических данных, — мы полагаем, что подобное распределение аномалий геоида обусловлено интегральным эффектом от ранее выявленной Урало-Африканской ступени и объекта гигантской глубинной кольцевой структуры, верхняя кромка которой определяется на глубине ~1700 км.

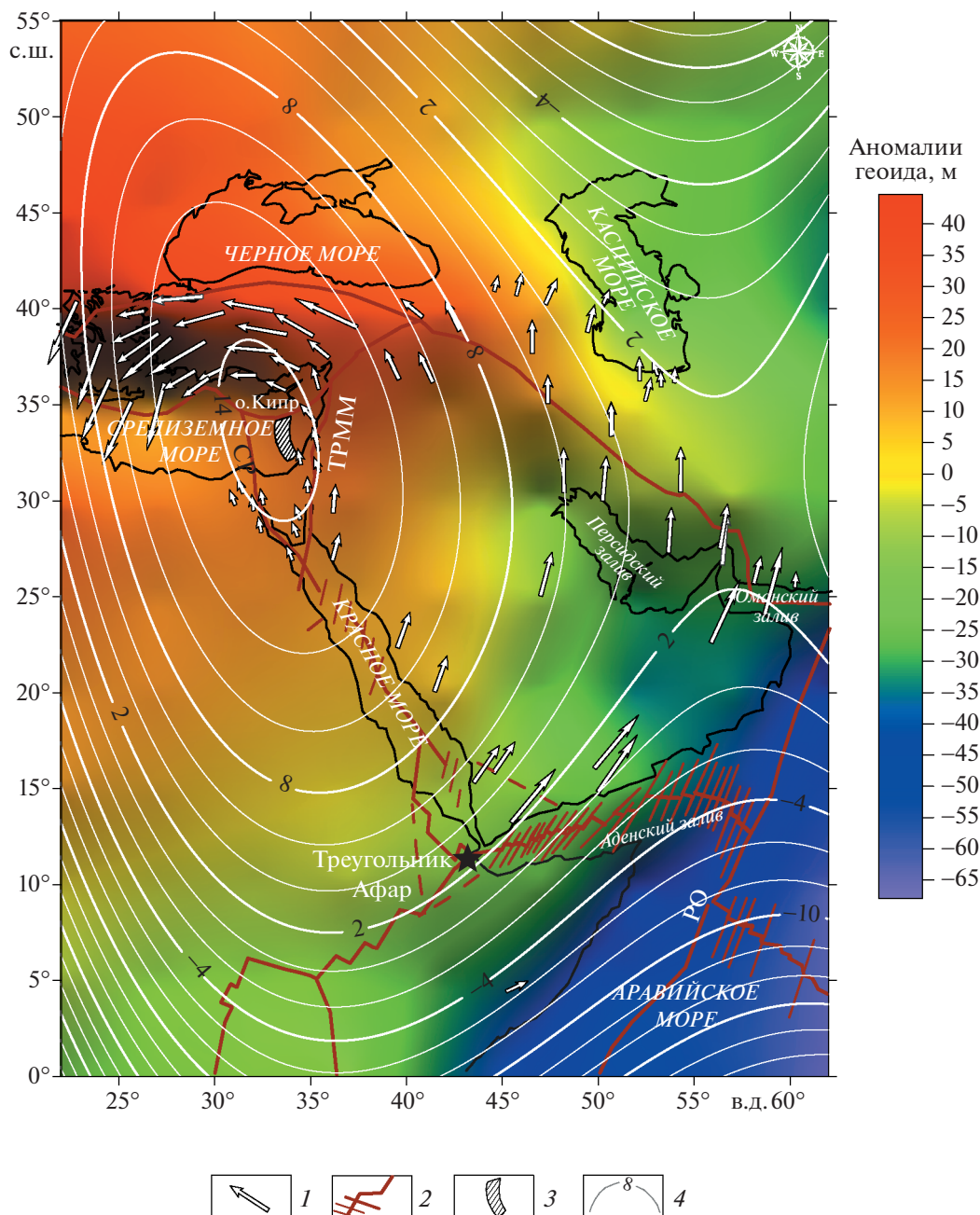


Рис. 4. Карта аномалий геоида (построена на основе EMG2008 [126]), интегрированная со скоростями GPS, изолиниями гравитационного тренда и основными тектоническими элементами.

Обозначено: СР – Синайский разлом, ТРММ – трансформный разлом Мертвого моря, РО – разлом Оуэн.

1 – векторы скоростей GPS мониторинга, по [47, 97]; 2 – основные межплитные разломы; 3 – блок океанической коры с палеомагнитной гиперзоной Киама обратной полярности, по [22]; 4 – изолинии гравитационного тренда, полученного путем полиномиальной аппроксимации (см. рис. 2).

КРИТИЧЕСКАЯ ШИРОТА ЗЕМЛИ

Véronnet [120] провел детальный физико-математический анализ земного эллипсоида вращения и показал, что наиболее критической является широта $\cong 35^\circ$. Этот факт, по [120], обусловлен изменениями в скорости вращения Земли и неравномерным воздействием приливных сил.

Дальнейшие исследования с применением обширного материала [6, 15, 25] подтвердили, что в соответствии с теорией Веронне осуществлялись периодические перетоки вещества в мантии Земли в направлении от экваториальной области ее фигуры к полярным и наоборот. Критические же параллели $\cong \pm 35^\circ$ образуют неизменные по пло-

щади поперечного сечения Земли наиболее активные геодинамические зоны деформации земного эллипсоида вращения.

На основе рассчитанной карты энтропии (как информационной меры неопределенности, с использованием известной формулы

$$H_i = -\log_2 p_i, \quad (2)$$

где p_i — относительная вероятность события (значения физической величины) [78]) по спутниковому гравитационному полю [57] был построен эмпирический график зависимости величины энтропии от широты (рис. 5, а). Очевидно, что на рассчитанные значения энтропии силы тяжести влияет не только критическая широта, но в целом график хорошо иллюстрирует повышение значения энтропии на широтах, близких к 35° .

Левин с соавт. [8] провели анализ особенностей критических широт ($\cong +35^\circ$ и $\cong -35^\circ$) во вращающемся земном эллипсоиде, представили связь величины сжатия тела с угловой скоростью вращения и указали на усиление сейсмоактивности на критических широтах и вблизи них. Левин с соавт. [8] выделили две критические зоны, в которых фиксируются пиковые значения плотности энергии вращения геоида: для северного полушария Земли $\cong +35^\circ$ (см. рис. 5, б) и южного полушария $\cong -35^\circ$ (где картина распределения значений плотности симметрична распределению, показанному на рис. 5, б). Это значение полностью совпадает со значением критической широты, выделенной ранее, по [120]. Следует подчеркнуть, что центр выявленной глубинной структуры практически совпадает с широтой 35° (см. рис. 2).

Мы считаем важным отметить, что центр аномалии силы тяжести, рассчитанной от нижней мантии и соответствующий срединной части коллизионной зоны между Аравией и Евразией, также соответствует широте 35° (см. рис. 3).

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Геодинамический анализ

Геодинамический анализ глобальных геологических структур показывает [1], что зоны поднятий, особенно в случае выявления вращения, являются наиболее нестабильными тектоническими структурами. Зона спрединга рифта Красного моря очерчена интенсивным позитивным трендом гравитационной аномалии в редукции Буге [86] (рис. 6, В), совпадающим с длинной осью аномального гравитационного тренда, полученного из спутниковых аномалий силы тяжести (рис. 6, А), в центре которой на о. Кипр была определена высокоамплитудная гравитационная аномалия [65] (рис. 6, Б). Таким образом, произошло совпаде-

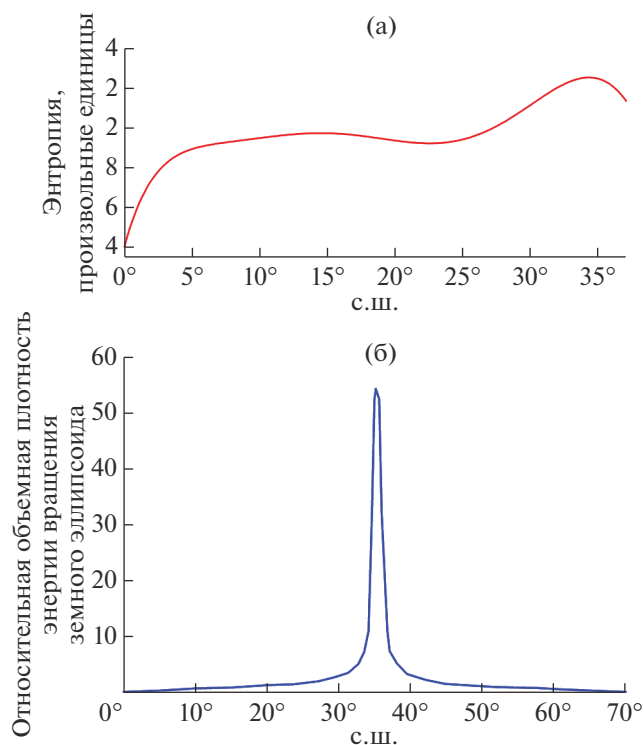


Рис. 5. Графики зависимости энтропии и относительной объемной плотности энергии вращения земного эллипсоида от широты.

(а) — эмпирический график изменения энтропии в зависимости от широты, вычисленный на базисной основе спутниковых гравиметрических данных для Восточного Средиземноморья (по данным [57]); (б) — зависимость относительной объемной плотности энергии вращения земного эллипсоида от широты (по данным [8]).

ние трех типов независимо наблюдаемых гравиметрических данных.

Представленная нами карта показывает полное соответствие с другими геолого-геофизическими данными, свидетельствующими об асимметрии структуры и движений обоих бортов зоны новейшего рифтогенеза региона Красного моря (см. рис. 6, В). В пределах осевой зоны рифта, где отсутствует гранитный слой земной коры [40], величины аномалий Буге достигают почти $+100$ мГал (см. рис. 6, В). При резком падении плотности земной коры, в связи с усилением блоковых движений, формированием раздвиговых и трещиноватых элементов срыва литосферы, величины аномалий силы тяжести Буге резко смещаются в сторону отрицательных значений вплоть до экстремально отрицательных величин к юго-западу от зоны тройного сочленения Афар.

Анализ аномалий Буге западного и восточного обрамлений Красного моря, прорезающего систему магматических и метаморфических комплексов Неопротерозойского пояса (рис. 7), чет-

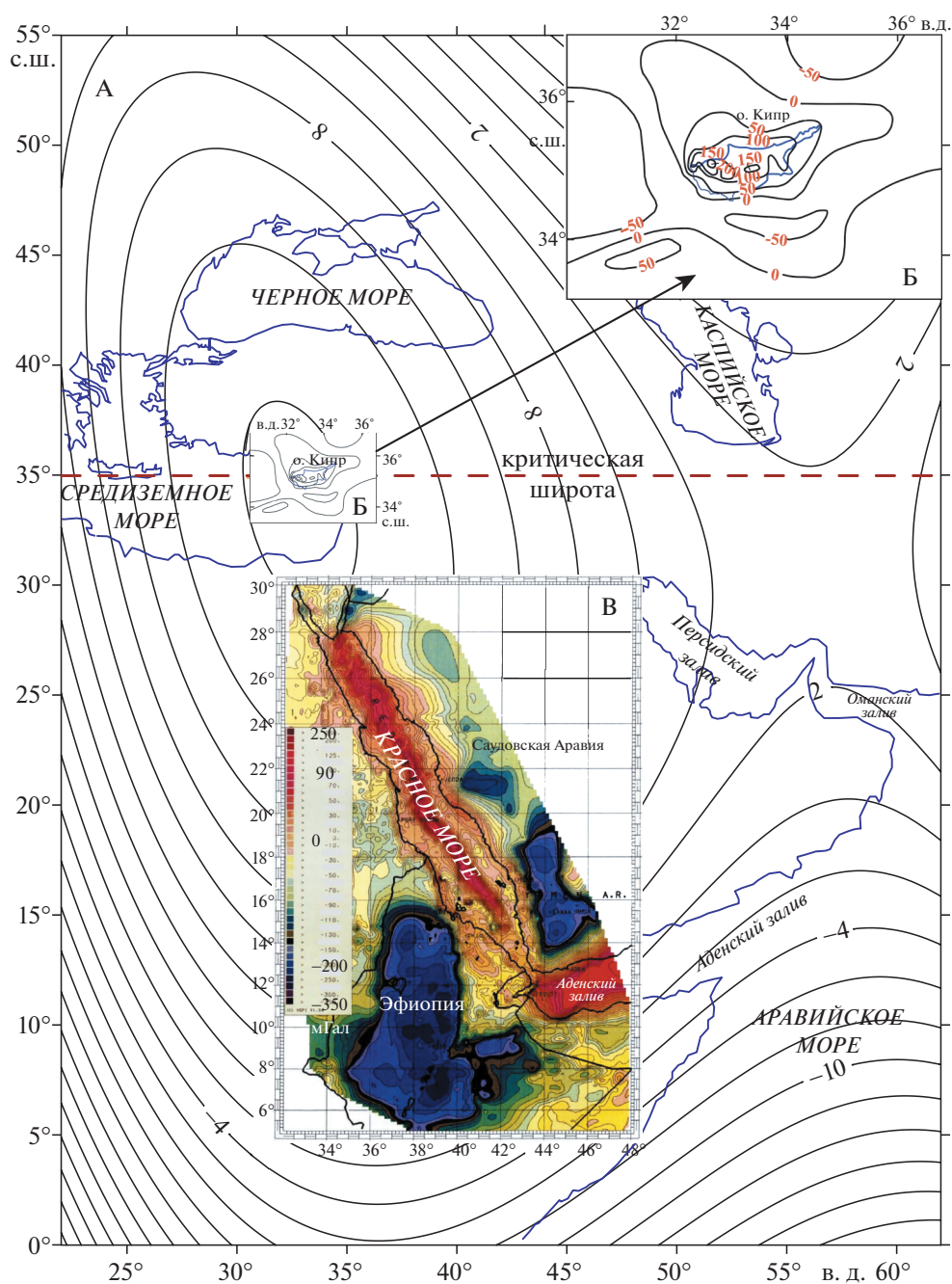


Рис. 6. Сравнение гравитационных аномалий.

(А) — Полиномиальный тренд, полученный из спутниковых гравитационных данных;

(Б) — кипрская гравитационная аномалия (суша/море), по [65];

(В) — аномалии Буге, наблюдаемые на Красном море и прилегающих областях (море/суша), по [86].

ко показывает региональную асимметрию распределения характеристик поля силы тяжести (см. рис. 6, см. рис. 7). На западе, в пределах Нубийской литосферной плиты, величины аномалий Буге близки к стабильным платформенным значениям и составляют ± 50 мГал. Резко контрастно по отношению к этим данным на восточном побережье, соответствующему Аравийской

литосферной плите (где развиты протяженные поля даек и эффузивных траппов позднего кайнозоя), — аномалии Буге, линейно вытянутые параллельно берегу Красного моря, характеризуются выраженными отрицательными значениями, что свойственно активизированным платформам.

Зона спрединга Красного моря содержит также признаки глубинной геодинамической актив-

ности — эпицентры землетрясений на больших глубинах (от 150 до ≥ 600 км) [50, 67, 119, 125] (см. рис. 7). Несмотря на небольшую амплитуду этих землетрясений ($M \leq 3$), этот факт является дополнительным аргументом влияния глубинной кольцевой структуры на вышележащие геологические образования. Большая часть глубокофокусных землетрясений сосредоточена в осевой части глубинной структуры, а землетрясения с наибольшими глубинами заложения (300–600 и > 600 км), за исключением двух геодинамических событий в районе Персидского залива, целиком совпадают с указанной осевой частью (см. рис. 7).

Приведена комплексная тектоно-геодинамо-палеомагнитная схема региона, наложенная на изолинии гравитационного тренда (см. рис. 7, см. рис. 2). Элементы ротационной динамики, полученные из палеомагнитного анализа данных (см. рис. 7), в основном характеризуются вращением против часовой стрелки и согласуются с направлением расположения векторов GPS.

Данные плитотектонических реконструкций [108] соответствуют положениям современной региональной геодинамики зоны аравийского сочленения Лавразии и Гондваны, поскольку закрытие океана Палеотетис сопровождалось поворотом оси спрединга океана Неотетис и террейновых поясов в направлении против часовой стрелки. Это факт подтверждают и палеомагнитные исследования юрских и нижнемеловых образований района Южных Альп [94]. На основании исследования палеомагнитных данных пород триаса в ряде регионов было сделано предположение, что в этот период ось спрединга древнего океана Неотетис, находившегося на месте Восточного Средиземноморья, была повернута против часовой стрелки [94].

Тектоно-конседиментационный анализ

Наряду с современными и позднекайнозойскими асимметричными грабенами, приуроченными к трансформному разлому Мертвого моря, в исследуемом регионе намечаются и более древние структуры подобного типа, фиксирующиеся по данным тектоно-конседиментационного картирования [53]. Это асимметричный кулисообразный палеогеновый прогиб, приуроченный к террейнам Пальмирид–Антиливана, где палеогеновые отложения Южных Пальмирид достигают максимально известной мощности в пределах Мезозойского террейнового пояса — 1417 м [53]. Значительным тектоно-седиментационным формированием является также позднемеловой грабен Азрак–Сирхан, заложенный в северной части Неопротерозойского складчатого пояса непосредственно к югу от Мезозойского террейнового пояса [53]. Этот асимметричный грабен отличается развитием в крайней восточной части

аномально высоких мощностей верхнего мела (до 2747 м) — максимальных для всего региона Аравийской литосферной плиты. По направлению к западу мощности верхнего мела на протяжении 25 км резко уменьшаются до 1400 м, далее в том же направлении — плавно снижаются до значений 80–600 м. Подобной асимметрией отличается аномальный кулисообразный позднемеловой прогиб террейнов Антиливана и системы Галилея–Ливан, соответственно, имеющий мощность осадочных отложений данной зоны:

— максимальную мощность на востоке зоны — до 1453 и 1550 м;

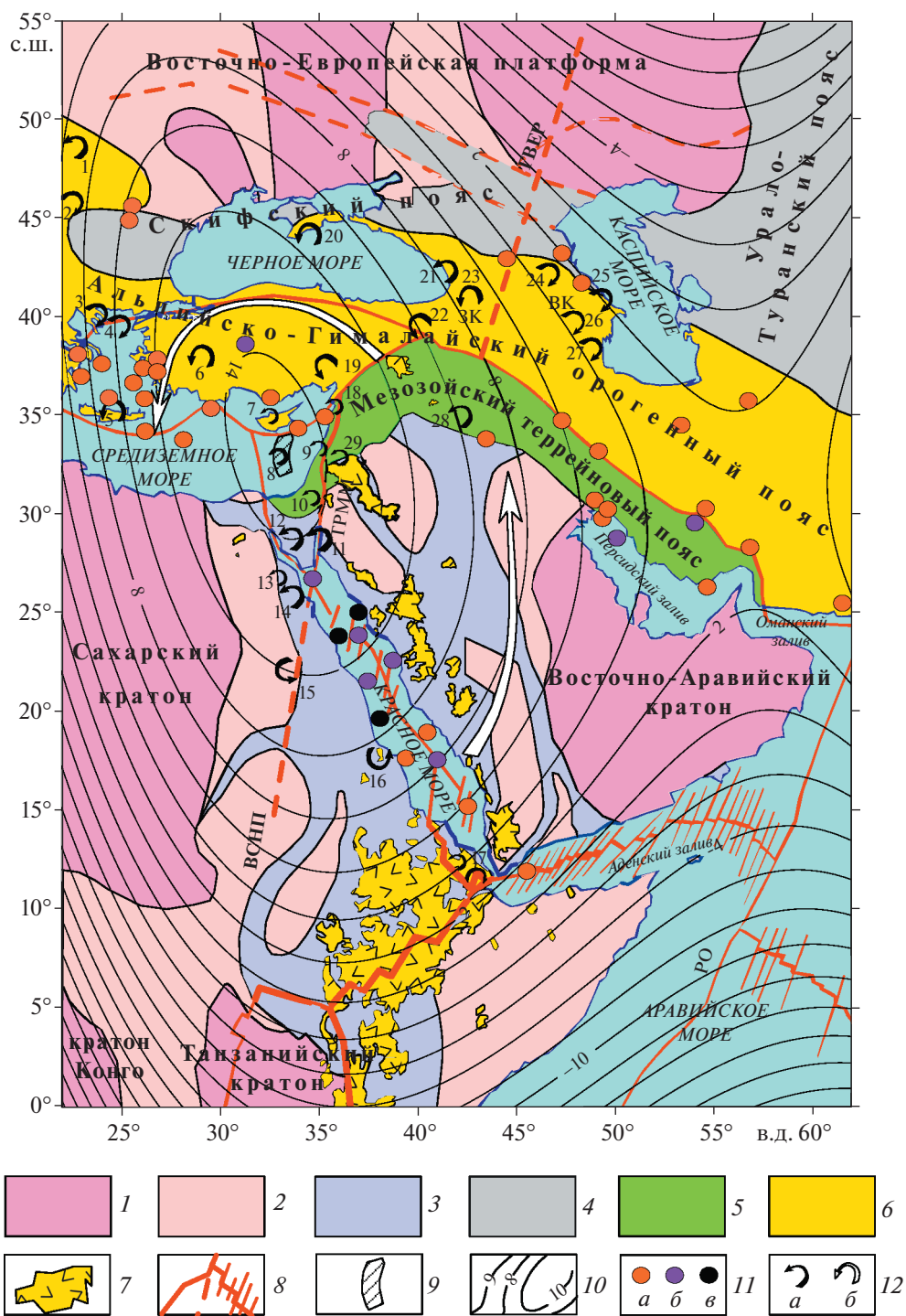
— минимальную мощность на западе зоны — до 449–300 м.

Таким образом, конседиментационные данные по распределению мощности осадочных слоев (палеоген–верхний мел), относящиеся к постаккреционному этапу геологической истории региона, показывают, что до формирования системы рифтогенеза Красного моря (поздний мел–палеоген) в регионе были развиты асимметричные, нередко кулисообразные прогибы с аномально высокой мощностью осадконакопления на востоке региона. Приведенные данные свидетельствуют о тенденции к повороту блоков земной коры в направлении против часовой стрелки.

Анализ палеобиогеографических данных

Вращение глубинной структуры и ее связь с приповерхностными структурами также подтверждается палеобиогеографическими данными.

Особенностью Приаравийской мезозойской фауны палеоконтинента Восточная Гондвана и сопряженных с ним островных дуг палеоокеана Неотетис является развитие мелководных донных фаунистических ассоциаций с усилением гигантизма среди ряда групп брахиопод и моллюсков. Прежде всего, это выявленные среднетриасовые миалинидные двустворчатые моллюски *Ramonalina ramanensis*, достигающие в длину до 15 см и являющиеся самыми крупными двустворчатыми моллюсками из всех до сих пор обнаруженных в мире в отложениях среднего триаса [123]. Находки этой уникальной фауны известны в террейне Негев в Южном Израиле. По своей структуре и тектоническому положению этот террейн является аллохтонным, он был перемещен на сотни километров из области островных дуг южного обрамления палеоокеана Неотетис в западный сегмент нынешнего Восточного Средиземноморья [53]. Дальнейшие биогеографические данные по фауне юры и мела более многочисленны и систематизированы для использования в тектоно-палеогеографическом анализе, поэтому мы рассматриваем не все, но только данные, касаю-



щиеся развития наиболее важных биогеографических индикаторов.

В конце юры мелководные отложения террейнов Негева, Антиливана, северных и южных Пальмирид включали коралловые биостромы с аномально крупными по размерам раковинами брахиопод и иглами морских ежей. Брахиоподо-

вая фауна (*Somalirhynchia*—*Septirhynchia*) в этих фациях имеет прямое сходство с изученными фациями Эфиопской биогеографической провинции Саудовской Аравии, Эфиопии и Сомали [53]. Таким образом, осадочные отложения форланда Северной Аравии и Восточной Нубии тектонически дискордантно соединены с аллохтонным ме-

Рис. 7. Тектоно-геофизическая схема изучаемого региона, наложенная на гравитационный полиномиальный тренд. Гравитационный полиномиальный тренд показан на рис. 2.

Обозначено: СР — Синайский разлом, ТРММ — трансформный разлом Мертвого моря, ГВЕР — главный Восточно-Европейский разлом, ВСНП — Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс, РО — разлом Оуэн, ЗК — Западный Кавказ, ВК — Восточный Кавказ.

1 — архейские кратоны; 2–4 — складчатые пояса: 2 — палео-среднепротерозойский, 3 — неопротерозойский, 4 — позднепалеозойский (герцинский); 5 — мезозойский террейновый пояс; 6 — Альпийско-Гималайский орогенный пояс; 7 — кайнозойские траппы африкано-аравийского рифтового пояса; 8 — системы главных разломов; 9 — палеомагнитная гиперзона Киама обратной полярности, по [22, 53]; 10 — изолинии регионального гравитационного тренда (показан на рис. 2); 11 — глубина эпицентров глубокофокусных землетрясений: а — 150–300 км (по [50, 67, 119, 125]), б — 300–600 км (по [50, 67, 119, 125]), в — больше 600 км (по [50, 67]); 12 — элементы геодинамики, полученные из:

а — палеомагнитных (основные) и тектонических (дополнительные) данных (1 — пояс Пьеннинских клиппенов (Западные Карпаты), по [89], 2 — Гетический бассейн (Южные Карпаты–Мезия), по [83], 3 — полуостров Афон (Греция), по [81], 4 — о. Самотраки (Греция), по [81], 5 — о. Крит (Греция), по [48], 6 — массив Мендерес (Западная Анатолия, Турция), по [115], 7 — о. Кипр, по [37, 38], 8 — палеомагнитная гиперзона Киама (Восточное Средиземноморье), по [22, 53], 9 — Галилейская магматическая и блоковая система (Израиль), по [36, 101], 10 — дайки Махтеш Рамона (террейн Негев, Израиль), по [53], 11 — блоковые системы залива Акаба (северный Египет) и разломной зоны Мидьян (крайний запад Саудовской Аравии), по [29, 32], 12 — дайки Синайского полуострова, по [73], 13 — блоковая система Синайского залива, по [40], 14 — донные отложения северной части Красного моря, по [29], 15 — кольцевой комплекс Мансури (плато Восточной пустыни, Египет), по [85], 16 — шовная зона Бараке (Красное море), по [87], 17 — северо-восток депрессии Афар (Эритрея), по [93], 18 — центральная часть террейна Галилея–Северный Ливан, по [71], 19 — Восточные Тавриды (Анатолия, Турция), по [80, 91], 20 — сейсмо-тектоническая сдвиговая зона, Черное море (к югу от полуострова Крым), по [2], 21 — Рионский бассейн (Грузия), по [30, 72], 22 — Восточные Понтиды, по [72, 99], 23 — Аджаро-Триалетский пояс (Грузия), по [99], 24 — Восточный Кавказ (горный Дагестан), по [16], 25 — Куринская депрессия (Азербайджан), по [3, 17], 26 — Сомхето-Карабахский пояс, по [9, 18, 79], 27 — Нахичевань и Талыш (Азербайджан), по [16, 99], 28 — Ката-Раш (Ирак), по [53, 54], 29 — подножье горы Хермон (север Израиля), по [122]), б — построения векторов GPS мониторинга (по данным [47, 97], с обобщением)

зозойским террейновым поясом, вращавшимся в направлении палеоконтинента Гондвана против часовой стрелки (см. рис. 7). Этот факт доказывает движение против часовой стрелки восточной и центральной частей приповерхностных проекций глубинной структуры в юре и раннем мелу. Это впервые дает возможность, используя геодинамические и геофизические характеристики, объяснить уникальность биогеографически аномальной зоны приращения террейновых блоков к палеоконтиненту Гондвана в середине раннего мела — в эпоху Левантской фазы тектогенеза.

Следующим палеобиогеографическим уникальным явлением, до настоящего времени необъяснимым, является развитие в позднем мелу финальной фазы развития фауны гигантских брахиопод *Praeothyris* на территории, протягивающейся от Индостанской плиты (Юго-Восточная Индия, штат Мадрас) до граничных регионов палеозойской альпид Средней Азии — от Таджикской, Ферганской депрессий (Таджикистан, Узбекистан) до Горного Бадхиза (Туркмения), Южно-аральской части Тургайской плиты (Узбекистан) и далее на запад — от азербайджанской части альпид Малого Кавказа до болгарской части палеозойского Родопского массива [5, 24]. Отсутствие подобной фауны в близрасположенном поясе террейнов балканид и пеллагонид скорее всего указывает на аллохтонный характер приращения группы террейновых блоков Родопской зоны Болгарии, геодинамически аналогичной более раннему по возрасту раннемеловому террейновому поясу Леванта, имеющему эфиопскую фауну.

Таким образом, намечаются два важных биогеографических аномальных пояса:

- юрский с *Somalirhynchia*—*Septirhynchia*;
- позднемеловой с *Praeothyris*.

Эти биогеографические аномальные пояса были аллохтонно перемещены на запад в результате движения коровых блоковых структур против часовой стрелки как в зоне центральной части проекции глубинной структуры, расположенной вблизи пассивной окраины Гондваны, так и в более северной зоне, приуроченной к сложной системе рифтовых бассейнов и террейновых глыб подвижного пояса системы палеоокеана Неотетис.

Анализ асимметричных бассейнов региона

Ben-Avraham [33] и Smit et al. [104] провели изучение развития асимметричных бассейнов вдоль трансформных континентальных разломов, расположенных в восточной части проекции на поверхность выявленной глубинной структуры. Мы предполагаем, в свете полученных нами данных, что асимметричная структура этих бассейнов и их левостороннее региональное вращение против часовой стрелки являются следствием воздействия глубинной структуры.

В Эйлатском заливе с юга на север развиты три системы глубокоководных трогов, сдвинутые с востока на запад, образующие серию кулисообразных прогибов. Подобный характер расположения структур позволяет предположить, что здесь преобладает не только механизм сдвига, но и вращение блоков в направлении против часовой стрелки.

В регионе Мертвого моря, также как и в системе грабенов Эйлата (Израиль—Иордания), осевая часть грабена приурочена к востоку, а выположенная часть структуры тяготеет к западу [32, 33, 62]. Тектоно-геоморфологическая и магматическая асимметрия бассейна восточного и западного побережья Мертвого моря хорошо известна, при этом восточная часть бассейна является более высокоамплитудной и активной [62].

На основе общего полого-дугообразного строения трансформного разлома Мертвого моря [104] нами предлагается новая геодинамическая концепция для объяснения асимметрии тектонотипа грабенообразных структур его глубинного сдвига. Суть данной концепции обусловлена развитием в регионе не только сдвиговых, но и вращательных перемещений блоков земной коры, что мы и рассматриваем как базисное положение для объяснения развития асимметричных бассейнов региона.

На северном продолжении трансформного разлома Мертвого моря на севере Израиля расположено Галилейское море (оз. Киннерет). Здесь издавна известно, что ось глубоководного бассейна озера Киннерет смещена к его восточному берегу, а ось мелководного бассейна смещена к западному берегу озера [51]. Ранее была предложена модель регионального тектонического сдвига вдоль линии (или системы линий) трансформного разлома [33]. Однако анализ палеомагнитных данных [101], полученных по результатам исследования территорий, прилегающих к региону Галилеи, и данные структурного картирования, выявившие в зоне сдвига широкое развитие дугообразных разломов [105], позволяют уточнить общий доминирующий характер геодинамики региональных перемещений. Они совмещены с осевым вращением блоков континентальной коры Аравийско-Нубийского региона в направлении перемещения против часовой стрелки, что хорошо согласуется с данными GPS мониторинга.

Асимметрия локальных бассейнов осадконакопления района проекции глубинной структуры подчеркивается и особенностями геоморфологической асимметрии Аравийско-Нубийской зоны Гондваны в позднем кайнозое. В ее западной части, соответствующей области сочленения Нубийской литосферной плиты и рифтовой зоны Красного моря, гипсометрические отметки развитых здесь плато и речной долины р. Нил не превышают 500 м. В ее восточной части — Аравийско-Синайской зоне — сочленения этих литосферных плит с рифтовой зоной системы Красного моря и сдвиговой зоной Мертвого моря гипсометрические отметки явно превышают 500—1000 м (см. рис. 1). В краевых зонах Аравийской и Синайской литосферных плит образуются горные гряды высотой свыше 2000—3000 м. Мы предполагаем, что явление региональной геоморфологиче-

ской асимметрии двух бортов спрединговой зоны Красного моря геодинамически обусловлено вращением структур региона против часовой стрелки.

Глубинная сейсмическая томография

Наличие гигантской глубинной квази-кольцевой структуры в нижней мантии под Восточным Средиземноморьем также подтверждается результатами глубинной сейсмической томографии [106, 111, 117, 118, 121], которые указывают на аномальные скорости прохождения продольных и поперечных волн на глубинах 1200—1800 км. Van der Meer [118] представил сейсмо-томографический профиль, проходящий вдоль района Анталии на 40° с.ш. (на юге Турции). Данные сейсмической томографии (построенные как по *P*-, так и по *S*-волнам) указывают на наличие в мантии неоднородных аномальных источников внутри контура гигантской глубинной кольцевой структуры [118]. Здесь, во вращающихся круговых (эллиптических) структурах неоднородного состава, могут возникать аномальные процессы разных знаков [1].

Анализ палеомагнитных данных

Анализ палеомагнитных данных был произведен преимущественно по породам кайнозоя и отчасти верхнего мела. Изучение геодинамики центральной части проекции глубинной аномальной кольцевой структуры (включая структурные зоны Восточных Тавридов, Кипрской дуги, южных и северных окраин Мезозойского террейнового пояса, западной окраины Неопротерозойского складчатого пояса), показывает, что здесь в основном наблюдается вращение тектонических блоков (см. рис. 7) в направлении против часовой стрелки [37, 53, 72, 79, 80, 85]. В структуре Западного Кавказа, связанного с периферической частью проекции глубинной структуры, отмечено доминантное вращение блоков против часовой стрелки [30, 72, 99, 100], тогда как в различных структурных зонах поднятий и прогибов Восточного Кавказа, расположенных вне контура глубинной мантийной структуры, происходит вращение блоков земной коры по часовой стрелке [16, 17, 79, 100] (см. рис. 7).

Исследования палеомагнитных данных в западной, периферической части проекции глубинной структуры, в зоне сопряжения различных тектонических структур и блоков от дуги Западных и Южных Карпат, герцинского Родопского массива до дуг Пелагонийской зоны и Эллиниды, протягивающихся в бассейн Эгейского моря, показывают геодинамическую нестабильность. В частности, это следует из данных по выявлению новейших движений в различных структурах се-

вера и юга Эгейского моря. Данные проведенных палеомагнитных исследований северо-эгейских гранитоидов и вулканитов (о. Самотраки и п-ов Афон на северо-востоке Греции), по [81], свидетельствуют о повороте данного региона, относящегося к Родопскому массиву Евразийской плиты, по часовой стрелке, тогда как большая часть данных, полученных по району центральной и южной частей Эгейского бассейна [90] и, в частности, по о. Крит [48], демонстрируют тенденцию позднекайнозойского поворота в направлении против часовой стрелки. Подобная неустойчивость поворота различных тектонических блоков проявляется также в Карпатском складчатом регионе. На севере, в пределах внутреннего пояса Пьеннинских клиппенов Западных Карпат, обнаружено вращение блоков в направлении против часовой стрелки [89], а южнокарпатский Гетический бассейн Мезии поворачивается в направлении по часовой стрелке [83].

Рассмотренные палеомагнитные вращения хорошо согласуются с конфигурацией полиномиальной аномалией силы тяжести (см. рис. 2), аномалиями геоида (см. рис. 4) и распределением векторов GPS (см. рис. 4).

Morris et al. [92] установили, что горные породы офиолитовых массивов Тродос (о. Кипр) и Бар-Бассит (Сирия) были подвергнуты значительному вращению против часовой стрелки. Палеомагнитные реконструкции позволили построить наглядные геодинамические схемы, иллюстрирующие вращение структуры о. Кипр против часовой стрелки от мелового периода до позднего кайнозоя (рис. 8).

Палеомагнитная гиперзона Киама и древняя океаническая кора

Центральная часть проекции глубинной структуры (центральная часть Восточного Средиземноморья) коррелирует с аномально низкими региональными значениями теплового потока ($\sim 15\text{--}30\text{ мВт/м}^2$) [26, 49, 53], которые мы рассматриваем как отображение древнего возраста литосферы в изучаемом регионе. Низкие значения теплового потока свидетельствуют также о холодном типе литосферы. Уникальность этой зоны подчеркивает факт обнаружения, на основе анализа комплекса геолого-геофизических данных, одного из самых древних блоков океанической коры, относящейся к палеомагнитной гиперзоне Киама обратной полярности (поздний карбон—ранняя пермь). Верхняя кромка обнаруженного блока залегает примерно на 10–11-километровой глубине в центре проекции глубинной структуры в первых десятиках километров к югу от о. Кипр [22, 53] (см. рис. 7). Первоначальное формирование гиперзоны Киама [53] могло происходить восточнее современного положения Персидского зали-

ва [70]. Этот тектонический блок, очевидно, передвигался по региональным трансформным разломам до его современного положения, под воздействием кругового движения проекции глубинной структуры против часовой стрелки. Можно предположить, что именно определяющее влияние глубинной структуры предотвратило процесс субдупирования этого океанического блока и сохранило его местоположение до настоящего времени.

Положение мезозойского террейнового пояса

Важнейшим элементом региональной структуры Ближнего Востока, определяющей геодинамические процессы и тектонику этого сложного региона, является открытый [31, 34, 35] и детально исследованный Мезозойский террейновый пояс [53, 55, 57] (см. рис. 7).

До начала 1990-х гг. практически на всех палеогеографических и тектонических картах район Восточного Средиземноморья относился к Аравийской докембрийской платформе [34], осложненной в западной части глубинным левым сдвигом, включающим систему грабенообразных прогибов и именуемый разломом Мертвого моря. Фронтальная часть докембрийской платформы, имеющая складчато-блоковое строение, именовалась Сирийской дугой (аркой), возраст которой считался позднекайнозойским, и предполагалось, что движения платформы были обусловлены особенностями геодинамики разлома Мертвого моря или даже влиянием трансафриканских разломов, тянувшихся с Запада со стороны Атлантики [70].

Осуществив исследование мощностей, скоростей и геодинамических особенностей земной коры различных зон и структур Восточного Средиземноморья, Ben-Avraham [31, 34, 35] впервые показал, что доминантной моделью эволюции структур этого района являлся не рифтогенез, обусловленный позднекайнозойским спредингом системы Красного моря, а более ранняя коллизия террейновых блоков, связанная с закрытием океана Неотетис.

Однако стало очевидным, что геофизические данные должны быть дополнены комплексом полученных и накопившихся региональных стратиграфических, палеогеографических, фациальных, биогеографических, геоморфологических, структурно-консидиментационных, петрологических, минералогических, радиометрических и тектонических данных, выявленных при исследовании как поверхностных образований, так и из кернов многочисленных скважин глубокого бурения. Это позволило нам обобщить результаты большого количества деталь-

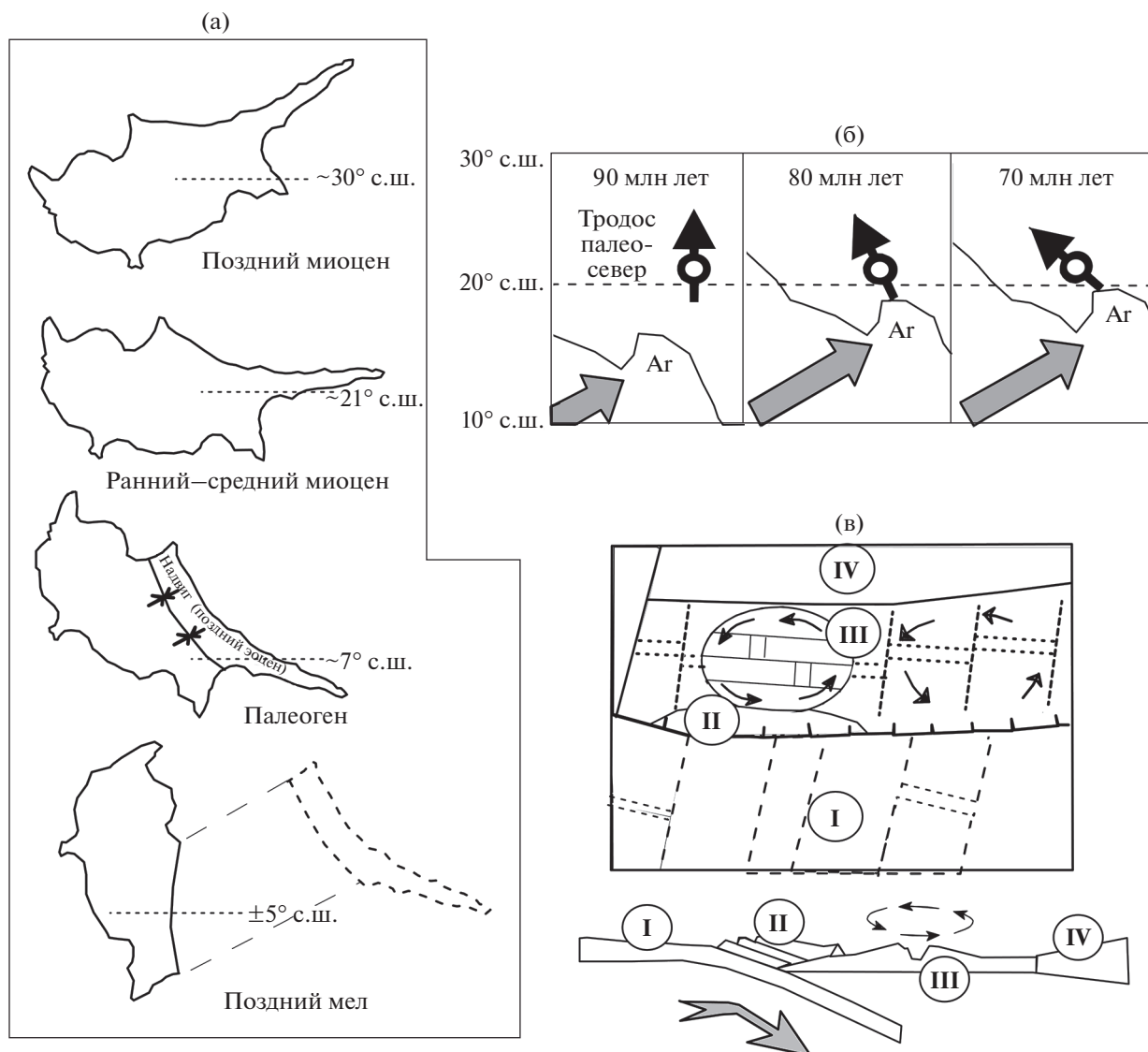


Рис. 8. Геодинамические схемы вращения структуры острова Кипр (мел–поздний кайнозой).

(а) – вращение о. Кипр против часовой стрелки от позднего мела до позднего миоцена (по палеомагнитным данным [37]); (б) – изменение взаимного расположения Кипра и Африкано-Аравийской плиты палеоконтинента Гондвана в позднем мелу (по палеомагнитным данным [92]);

(в) – структурно-палеогеодинамическая реконструкция палео-структур о. Кипр в пределах позднемелового палеоокеана Тетис и его обрамления, по [70].

Обозначено: **I** – субдицирующая океаническая плита южного борта Неотетис, **II** – офиолитовый комплекс раннемеловой коры бассейна Маммония, **III** – район зоны спрединга позднемеловой части срединного хребта Тродос, **IV** – зона террейнов Эгейско-Анатолийского пояса с континентальной корой.

ных геологических съемок и осуществить построение новых для данного региона палеогеографических, палеомагнитных и тектоно-геофизических карт [51–54, 56, 57].

Геолого-геофизические характеристики мезозойского террейнового пояса

Нами приведены важнейшие аспекты и геолого-геофизические характеристики Мезозойского террейнового пояса (см. рис. 7), существенные с

позиций обоснования глубинной мантийной структуры, повлиявшей на особенности его формирования. Данные структурно-консидиментационного анализа показывают, что в юре–мелу рассматриваемые террейны отличались друг от друга и от прогибов форланда, связанных с пассивной окраиной палеоокеана Неотетис, т.к. их тектоническое залегание дискордантно. Биогеографические данные (развитие в террейнах юрской фауны Эфиопской провинции) указывают на их аллохтонное (восточное) происхождение,

которое по палеогеографическим данным могло быть продолжением шельфового залива северо-восточной Аравии, т.е. на расстоянии 500–1000 км от района нынешнего расположения террейнов. Структурно-консидиментационные карты Восточного Средиземноморья, выстроенные по нижнему и верхнему мелу, палеогену и неоген–антропогену, показали автохтонность залегания всех горных пород, исключая неотектоническое смещение на 100 км вдоль трансформного разлома Мертвого моря [62].

Построенная палеогеографическая карта нижнего мела показывает, что при размыве консолидированного террейнового пояса образований триаса и юры, подстилающих поверхность регионального несогласия, сформировались эрозионные врезы амплитудой размыва до 1000–1200 м [53]. Радиометрический возраст несогласия, определенный по коллизионным траппам в скважине Атлит-1 (эта параметрическая скважина была пробурена под патронажем Геологической Службы Израиля в поселении Атлит на побережье Средиземного моря на севере Израиля), составляет около 133 млн лет, что отвечает выделенной Левантийской фазе на границе нижнего и верхнего готерива [53]. Террейны этого пояса двигались на запад в направлении против часовой стрелки в более раннее время — на протяжении поздней юры и начале раннего мела. Это явление было определено по радиометрическому возрасту и направлению поворота доколлизийных траппов — многочисленных базальтовых даек эрозионно-тектонической депрессии Махтеш Рамон, расположенной на юге Израиля [54].

В мезозойском террейновом поясе было выявлено наличие террейнов, но только выделение Левантийской фазы как главного коллизионного этапа причленения к Гондване данного террейнового пояса позволило определить его мезозойский возраст, т.к. данный террейновый пояс был классифицирован как складчато-глыбовый пояс мезозойской консолидации [31, 34, 53] (см. рис. 7). Наиболее значительным геодинамическим фактором мезозойского террейнового пояса является перемещение в течение юры и начала мела его структурных элементов по серии трансформных разломов на расстояние до 1000 км в направлении против часовой стрелки в район Восточного Средиземноморья (как мы предполагаем, под воздействием влияния глубинной структуры) (см. рис. 7). В процессе этих движений была захвачена и перемещена в том же направлении древнейшая океаническая кора Неотетис с палеомагнитной зоной Киамы [56].

ОБОБЩЕННЫЙ ГЕОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

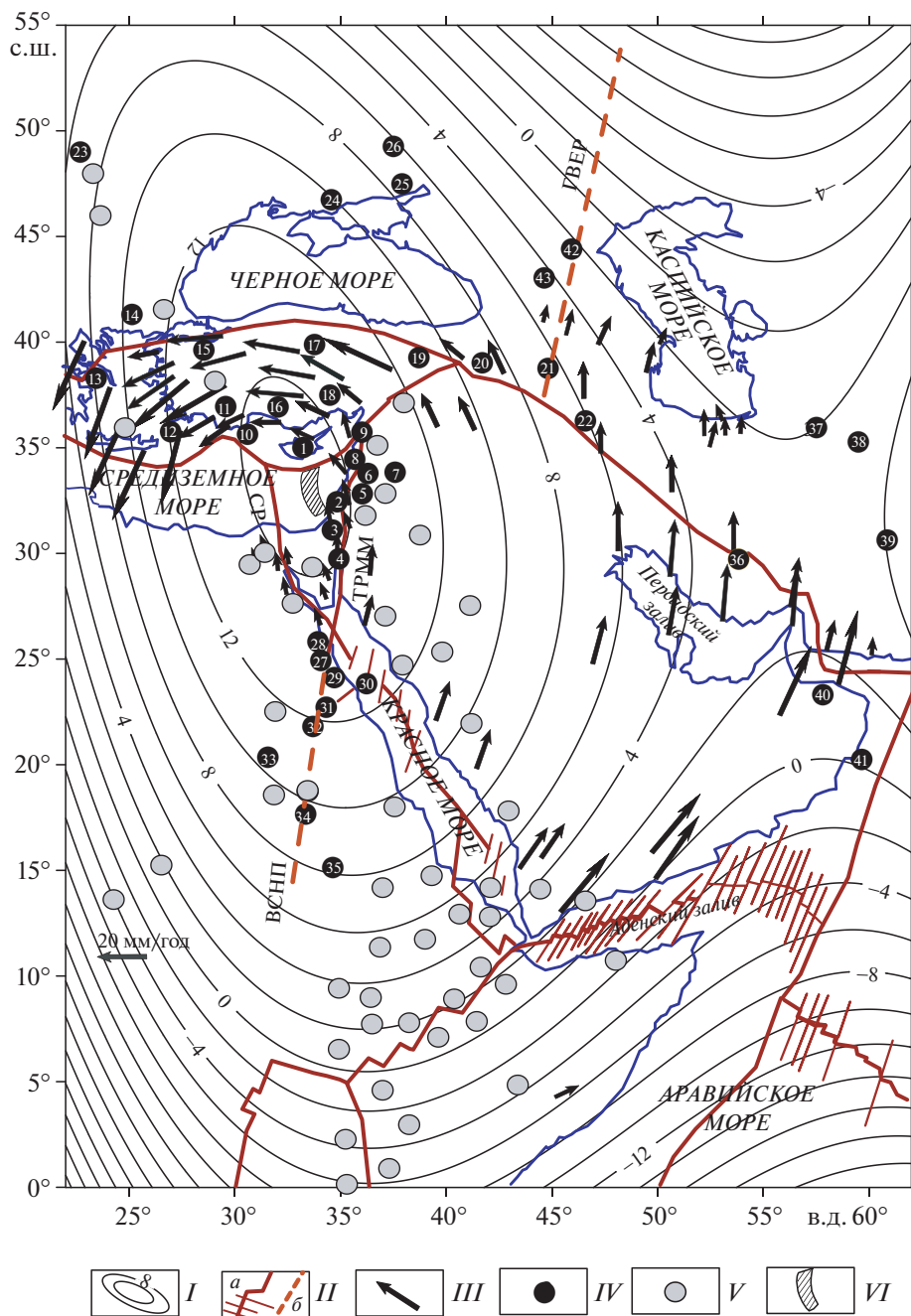
На комплексной геофизико-геодинамо-геологической карте, представленной на рисунке 9, приведен ряд геодинамических показателей: положение векторов GPS и многочисленные геологические индикаторы — выходы на поверхность глубинных магматических элементов и основные тектонические особенности региона [21, 27, 46, 54, 59, 68].

Выходы различных глубинных магматических элементов на о. Кипр [41, 66, 112] указывают на высокий уровень тектоно-геодинамической активности в приповерхностной проекции глубинной аномальной зоны. Распределение векторов GPS, ясно отображающее круговое вращение против часовой стрелки, хорошо согласуется с изолиниями регионального гравитационного тренда и указывает на наличие в центрально-западной части региона геодинамической вихревой структуры, в центре которой находится кипрская высокоамплитудная гравитационная аномалия [47, 64, 97] (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 6). Однако за пределами контура гравитационного тренда, например на северо-востоке региона, векторы GPS постепенно приобретают направление по часовой стрелке (см. рис. 4). Это явление в регионе сопровождается также изменением направления палеомагнитных векторов от против часовой до по часовой стрелке (см. рис. 7).

В тектоно-магматическом плане отмеченная региональная асимметрия бассейна Красного моря является еще более отчетливой. Большинство дайковых комплексов олигоценно–раннемиоценовых интрузивных траппов, маркирующих заложение протяженного рифта Красного моря, развито на его Аравийском побережье и в Синае — к востоку от Суэцкого грабена. Более молодые, обширные по площади пятна эффузивных траппов среднего миоцена–плейстоцена развиты восточнее дайковой полосы, продолжаясь и поворачивая далее к северу по направлению против часовой стрелки к Паннонскому массиву Закарпатья (рис. 10) и далее по дуге на юг — в область важного в магматическом отношении узла — вулкана Санторин взрывного типа. Вулкан Санторин, расположенный вблизи критической широты 35° с.ш. и проекции центра глубинной структуры на поверхность, явился основой одной из самых значимых геокатастроф в мировой истории в XVII в. до н.э.

Нами выделены два линейных пояса (меловой и позднелавинский), характеризующихся вращением против часовой стрелки, но различающихся по возрасту и характеру магматизма [55]:

- меловой пояс обладает разнообразием магматизма с широким развитием щелочных и кимберлитовых ассоциаций, маркируемых находка-



ми алмазов и их спутников – от Северной Сирии до Восточной пустыни Египта [19, 21, 27, 68].

- позднекайнозойский пояс сложен преимущественно мощной трапповой ассоциацией, причем наиболее древняя часть ассоциации отвечает рубежу эоцена и олигоцена в районе горячей точки Афар и протягивающейся в виде пятен до Паннонского массива Закарпатья.

Эти два линейно вытянутых пересекающих друг друга пояса мезозойского и кайнозойского маг-

матизма маркируют пространственное перемещение глубинной мантийной структуры относительно коры и мантийной литосферы. Они представляют собой разновозрастные осевые линии сквозных глубинных магмо- и рудоконтролирующих разломов, пересекающих различные геотектонические зоны земной коры. Очевидно, что зона спрединга Красного моря является частью сквозного глубинного разлома, продолжающегося к северу, до области Карпат, и пересекающей разные по характеру структуры и литосферные

Рис. 9. Комплексная геолого-геофизическая схема распределения геодинамических индикаторов в регионе исследования.

Обозначено: СР — Синайский разлом, ТРММ — трансформный разлом Мертвого моря, ГВЕР — Главный Восточно-Европейский разлом, ВСНП — Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс, РО — разлом Оуэн.

I — изолинии гравитационного тренда (см. также рис. 2), *II* — разломы: *a* — основные межплитные, *b* — внутриплитные; *III* — векторы скоростей GPS мониторинга [47, 97]; *IV* — показаны (цифры в кружках) наиболее значимые обнажения с мезозойскими мантийными породами и минералами: 1 — офиолиты Тродос (о. Кипр), 2 — базальты горы Кармель (север Израиля), 3 — щелочные породы тектоно-эрозионной впадины Махтеш Рамон (юг Израиля), 4 — базитовые комплексы вулканической впадины Тимна (юг Израиля), 5 — траппы Джебель Шекуф (запад Ливана), 6 — интрузивы Наби Матта (северо-запад Сирии), 7 — траппы Джебель Рмах (запад Сирии), 8 — офиолиты Баер-Бассит (северо-запад Сирии), 9 — офиолиты Кизилдаг (юг Турции), 10 — офиолиты Антали (юго-запад Турции), 11 — офиолиты Ликии (Турция), 12 — Карфатос—Родос (юг Греции), 13 — офиолиты Локрис—Беотия (центр Греции), 14 — щелочные базальты Крумовград (юг Болгарии), 15 — офиолиты Харманчик (северо-запад Турции), 16 — офиолиты Байсехир (запад Турции), 17 — офиолитовый меланж Анкары (север Турции), 18 — офиолиты Позанти—Корсанти (юг Турции), 19 — офиолиты Тункели (юго-восток Турции), 20 — офиолиты Гулеман (восток Турции), 21 — офиолиты Хой-Маку (северо-запад Ирана), 22 — офиолиты Керманшах (северо-восток Ирака—северо-запад Ирана), 23 — перидотиты Седлице (восток Словакии), 24 — траппы оз. Сиваш (юг Украины), 25 — щелочные дайки Приазовского массива (юг Украины), 26 — туфогенные породы Изюм (восток Украины), 27 — щелочные траппы Абухрук (юго-восток Египта), 27а — кимберлиты Афия, Вади Зейдун (восток Египта), 28 — щелочные траппы Эль-Кахфа (юго-восток Египта), 29 — перидотиты о. Забаргад (Красное море, Египет), 30 — щелочные траппы Эль-Нага (юго-восток Египта), 31 — щелочные траппы Мансури (юго-восток Египта), 32 — вулканы Дельго (север Судана), 33 — щелочные траппы Вади Шак Ум Бош (восток Судана), 34 — щелочные траппы Миндара (восток Судана), 35 — офиолиты Нейруз (юг Ирана), 36 — офиолиты Забзефар (север Ирана), 37 — офиолиты Торбат-е-Хайдарieh (северо-восток Ирана), 38 — офиолиты Бирджанд—Нехбандан (восток Ирана), 39 — офиолиты Семейл (Оман), 40 — офиолиты о. Масирах (Оман), 41 — светлая траппы, Ставропольское поднятие (Россия), 42 — кубанские траппы (Северо-Западный Кавказ, Россия); *V* — позднекайнозойские траппы; *VI* — палеомагнитная гиперзона Киамы обратной полярности (Восточное Средиземноморье) [22]

плиты. Этот разлом совпадает с проекцией длинной оси глубинной мантийной структуры.

Центральная (апикальная) часть глубинной мантийной структуры образует Синайскую литосферную плиту, ограниченную меридионально двумя разломами. На севере Синайская литосферная плита ограничена разломом, развивающимся от южной части Эгейско-Анатолийской плиты. Южная часть о. Кипр с развитием мелового мантийного диапира, выходящего на поверхность, примыкает к зоне океанического террейна Восточного Средиземноморья, имеющего древнейшую в мире океаническую кору, соответствующую палеомагнитной зоне Киамы.

Периферические тектоно-термальные и геодинамические процессы, следующие из анализа рассматриваемой карты, также нуждаются в комментариях, поскольку здесь проявляются достаточно масштабные процессы и структуры (см. рис. 10). Прежде всего, это крупные вулканы: Эльбрус, Казбек, Арарат, Демавенд, стратовулкан Кения, тройное сочленение Афар, кальдера вулкана Санторин, образованные горячими точками, расположенными явно на периферии рассматриваемой глубококомантийной структуры (см. рис. 10).

Можно было бы предположить, что это сочетание носит случайный характер. Однако проанализируем расположение данных вулканов совместно с данными GPS, трансформантами гравиметрических спутниковых данных, сейсмичностью зоны Вранча и тянущейся от нее серий глубинных надастеносферных разломов, внедряющихся глубоко в зону центральной части Восточно-Европейской докембрийской платформы. Комплексное сочетание этих факторов позволяет прийти к

выводу о закономерности явлений, обусловленных эффектом влияния глубинной структуры.

Уникальное возникновение аравийских позднекайнозойских эффузивных траппов находит тектоническое обоснование в региональной геодинамической модели Казьмина [4], наметившего развитие региональных сдвигов и межслоевых срывов утоненной литосферы в процессе формирования рифта Красного моря, что было подтверждено авторами данной статьи [56].

На карте суммарных мощностей литосферы (рис. 11) показано, что общие минимумы мощностей совпадают с рифтовыми зонами Красного моря, Аденовского залива и, отчасти, Восточной Африки. Они оконтуривают не только крупные плиты — Аравийскую, Нубийскую, Сомалийскую и южную окраину Евразийской, но и плиты меньшего масштаба — Синайскую и Викторинскую. Утолщение мощности литосферы в центральной части Синайской литосферной плиты объясняется наличием здесь фронтальной зоны Мезозойского террейнового пояса с развитыми офиолитовыми и субдукционными комплексами океанической коры северо-западной окраины палеоокеана Нететис [54]. Полученные нами данные свидетельствуют о геодинамической асимметрии восточного и западного побережий Красного моря. Утолщение мантийной литосферы смещено к востоку по направлению вращения ее глубинной структуры против часовой стрелки в центральную область Аравийской литосферной плиты, причем максимальные мощности ≥ 150 км развиты во фронтальной зоне глубинного перемещения масс. Минимумы мощностей (~ 70 – 75 км) оконтуривают восточный берег Красного моря и зону

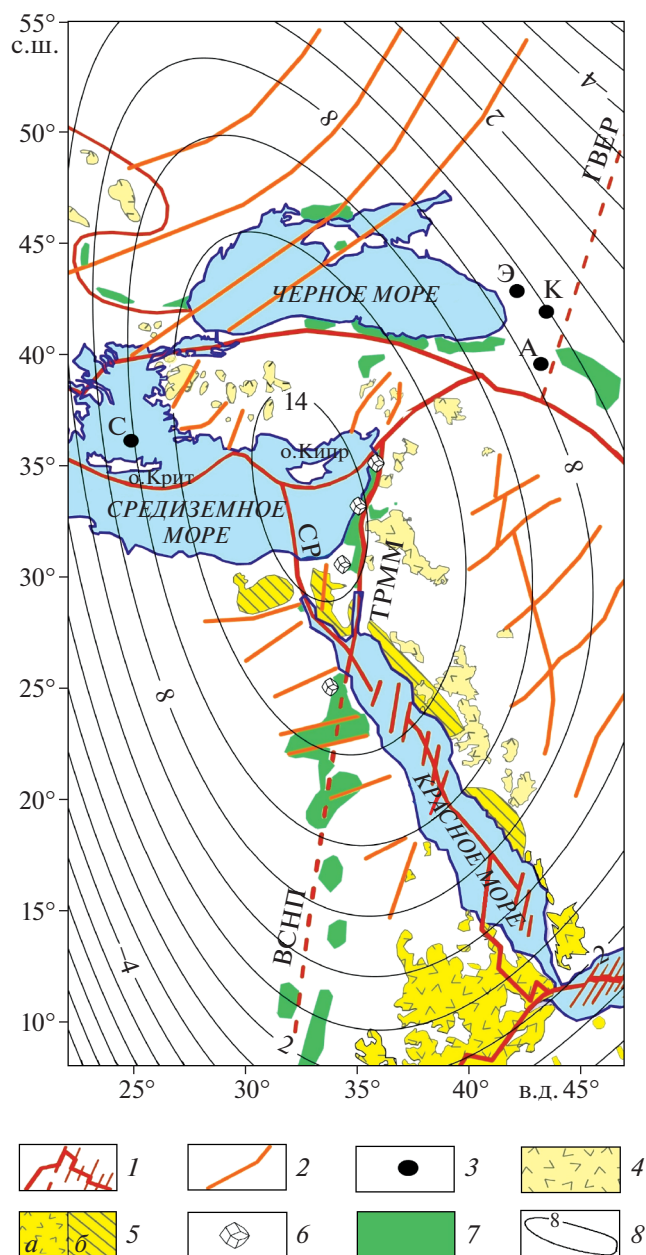


Рис. 10. Меловые (мезозойские) и позднекайнозойские магматические и дизъюнктивные индикаторы развития глубинной мантийной структуры в зоне Аравийского сочленения Евразии и Гондваны. 1 — главные межплитные и внутриплитные глубинные разломы; 2 — глубинные разломы, обусловленные новейшей геодинамической активностью мантийной структуры, по [11, 63, 110]; 3 — наиболее крупные вулканы центрального типа и кальдеры: А — Арарат, Э — Эльбрус, К — Казбек, С — Санторин; 4 — зоны развития неоген—четвертичных эффузивных траппов, по [45, 88]; 5 — зоны развития олигоцен—миоценовых: а — эффузивных траппов, б — дайковых комплексов; 6 — пункты находок алмазов, по [19, 21, 27, 68]; 7 — зоны развития меловых траппов и островодужных магматических комплексов, по [10, 44, 53, 69, 96, 116]; 8 — изолинии регионального гравитационного тренда

восточнее трансформного разлома Мертвого моря, где развиты позднекайнозойские траппы. Утоненная литосфера западного побережья Красного моря характеризуется слабо развитым позднекайнозойским трапповым магматизмом и достаточно отчетливым глубинным щелочным магматизмом мелового и триасового возраста [116]. Литосфера региона отражает как утонение коры и мантийной литосферы развитого здесь позднепротерозойского пояса с переходным режимом, так и присутствие здесь реликтовой мезозойской осевой зоны глубинной мантийной структуры с активным меловым магматизмом, развитым к северу в зоне более позднего разлома Мертвого моря, и далее — в поясе палеоокеана Неотетис.

Таким образом, карта мощностей коры и верхней мантии (см. рис. 11) отражает следующие геолого-геофизические аспекты динамики проекции глубинной структуры:

- отчетливо выраженную тенденцию развития осевого вращения глубинных масс мантийной литосферы в направлении против часовой стрелки с утолщением фронтальной части движущихся масс;
- утонение корово-мантийных масс в осевой части глубинной структуры на современном этапе позднекайнозойского спрединга;
- наличие реликтовой зоны осевого утонения литосферы мезозойской оси проекции глубинной структуры, располагавшейся дискордантно по отношению к оси спрединга океана Неотетис.

Это объясняет уникальность подобия структур и характер цикличности мелового траппового магматизма Мезозойского пояса Гондваны и его северо-восточных аналогов, развитых в террейновом поясе северного борта палеоокеана Неотетис — на Малом Кавказе, а также в террейнах и массивах Анатолии.

Западный и Восточный Кавказ разделяет Главный Восточно-Европейский разлом [7, 20], который продолжается на север в пределах Восточно-Европейской платформы, мы рассматриваем этот разлом как систему разрывных нарушений (см. рис. 7, см. рис. 9). Полагаем, что продолжением Главного Восточно-Европейского разлома на юг является Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс [27, 53, 56], он смещен относительно Главного Восточно-Европейского разлома на 500–600 км к западу. Предположительно, Восточно-Средиземноморско-Нубийский пояс являлся осевым разломом в проекции глубинной структуры на земную поверхность в мезозойскую эру (см. рис. 7, см. рис. 9).

Обобщение глубинных минерало-петрологических и тектоно-геодинамических показателей региона показывает, что (см. рис. 7, см. рис. 9):

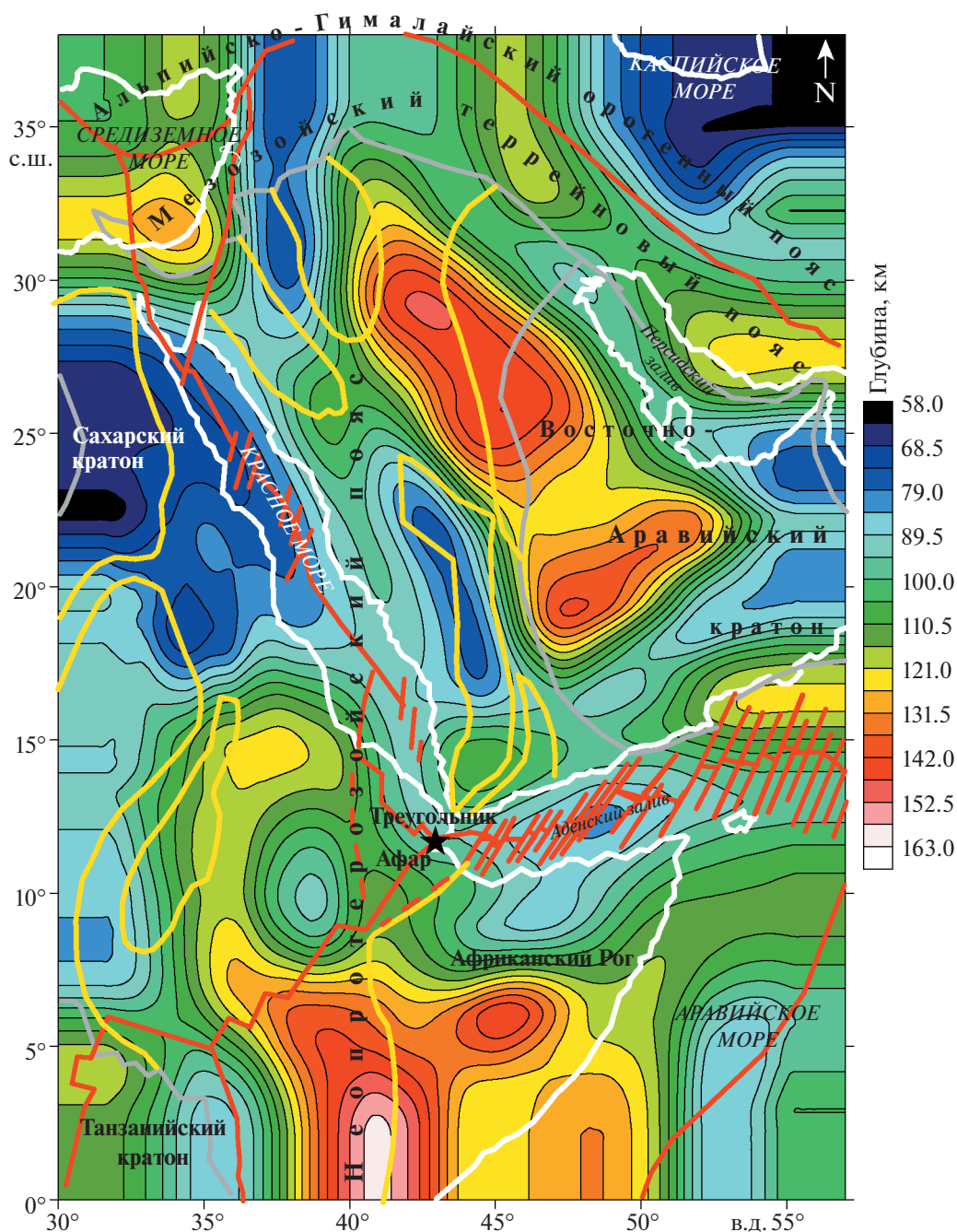


Рис. 11. Карта мощности литосферы и положение главных тектонических элементов (по данным [57], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: системы разломов (красные линии), границы кратонов и тектонических поясов (серые линии), границы между зонами ранней и поздней протерозойской консолидации внутри неопротерозойского пояса (желтые линии), границы между сушей и морскими бассейнами (белые линии).

— в проекции глубинной структуры наблюдается множество различных проявлений магматизма;

— наибольшее количество проявлений пород и минералов глубинного происхождения сосредоточено в апикальной части проекции глубинной структуры, в центре которой расположены офиолитовые зоны о. Кипр, где были обнаружены мно-

гочисленные мантийные минералы, например, — мелилит, клинопироксены, амфиболы, оливин, хромшпинелиды [41, 66];

— пояс кайнозойских траппов вдоль линии, соответствующей простирацию Красного моря, согласуется с современным положением длинной оси проекции глубинной структуры [40];

– древняя ось проекции глубинной структуры выражена Восточно-Средиземноморско-Нубийским поясом и, возможно, его северным продолжением – Главным Восточно-Европейским разломом, который делит Кавказ на западный и восточный (см. рис. 7);

– древняя мезозойская ось (вдоль Восточно-Средиземноморско-Нубийского пояса) и современная кайнозойская ось (вдоль простираения Красного моря) были активизированы в позднем кайнозое. Они расположены под углом 35° – 40° друг к другу и соответствуют западной и восточной границам Синайской плиты, сформированной на рубеже миоцена и олигоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геодинамических и геологических индикаторов по изучаемому региону основывался на изучении распределения глубинных магматических элементов, включая офиолиты, траппы, крупные вулканические сооружения и диатремы (см. рис. 9). Мезозойские обнажения (см. рис. 9) указывают на расположение пород и минералов, связанных с мантийными подтоками (офиолиты, траппы и мантийные диапиры). Пространственное положение этих индикаторов хорошо согласуется как с картой полиномиальных аномалий силы тяжести, так и с расположением векторов GPS (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 9).

Карта обобщенных аномалий геоида представляет большую квази-кольцевую аномалию, которая хорошо коррелирует с картой полиномиальной гравитационной аномалии, остаточными аномалиями силы тяжести от нижней мантии и положением векторов GPS (см. рис. 4, см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 9).

Палеомагнитные данные и схемы однозначно показывают вращение центральной части проекции глубинной структуры против часовой стрелки (см. рис. 7, см. рис. 8). Геодинамическая нестабильность, возникающая в периферических областях проекции глубинной структуры, обуславливает появление вращений как по часовой стрелке, так и против нее. За пределами проекции глубинной структуры преобладают повороты по часовой стрелке.

Пересчитанная к полюсу, т.е. освобожденная от влияния наклонного намагничивания карта магнитных аномалий Аравийского полуострова (см. рис. 11) содержит три разнородных зоны, отличающихся по структуре и принадлежности к шкале намагниченности:

– линейно вытянутая зона полосовых поздне-кайнозойских аномалий Красного моря;

– сложная система раздробленной сетчатой намагниченности в пределах неопротерозойского щита Аравийской плиты;

– периферический дугообразный пояс линейных аномалий.

В пределах докембрийского щита магнитоактивными являются магматические тела неопротерозойского островодужного комплекса и система даек и траппов позднего кайнозоя, наложенная на более древнюю систему. Периферическая восточная зона дугообразно огибает докембрийский щит, и тренд его линейных аномалий совпадает с дугообразным характером распределения векторов GPS и близок к тренду изолиний глубинной мантийной структуры. Это свидетельствует о влиянии глубинного аномального объекта на породы, находящиеся на глубинах не более нескольких десятков километров.

Региональный тренд спутниковых гравитационных аномалий и гравитационной аномалии на Кипре (находящейся в геометрическом центре проекции глубинной структуры) и в зоне спрединга рифта Красного моря (вдоль длинной оси проекции глубинной структуры) отлично согласуются между собой (см. рис. 6). Карта мощностей литосферы, составленная по результатам анализа спутниковых гравитационных данных, показывает не только геодинамическую асимметрию восточного и западного побережий Красного моря, но и некоторые элементы вращения против часовой стрелки (см. рис. 11). Практически идеальное совпадение критической широты 35° с.ш. [8, 120] с высокоинтенсивной кипрской гравитационной аномалией [64] и с центром выявленной глубинной структуры [56], не может быть случайным событием.

Полученные нами геофизические данные подтверждают модельные расчеты Трубицына [12], показавшие, что глубина 1650–1700 км соответствует аномальной зоне спинового (фазового) перехода, что совпадает с положением верхней кромки обнаруженной нами глубинной структуры. Такие зоны являются наиболее нестабильными и часто включают мантийные плюмы, которые могут влиять на геодинамику и магматизм слоев верхней мантии и коры, а также на формирование геохимических резервуаров в приповерхностных слоях [13].

Два осевых положения проекции глубинной структуры, маркированные мезозойскими и кайнозойскими трапповыми комплексами, являются естественным структурным ограничением Синайской плиты как самостоятельной геодинамической структуры [31] (см. рис. 10).

Столь широкое развитие в исследуемом регионе мезозойских и кайнозойских трапповых бассейнов и интрузивных проявлений, образующих протяженные линейно вытянутые структуры, требует теоретического обоснования. Небезынтересно отметить, что внутриплитный (платформенный) магматизм (траппы, платобазальты,

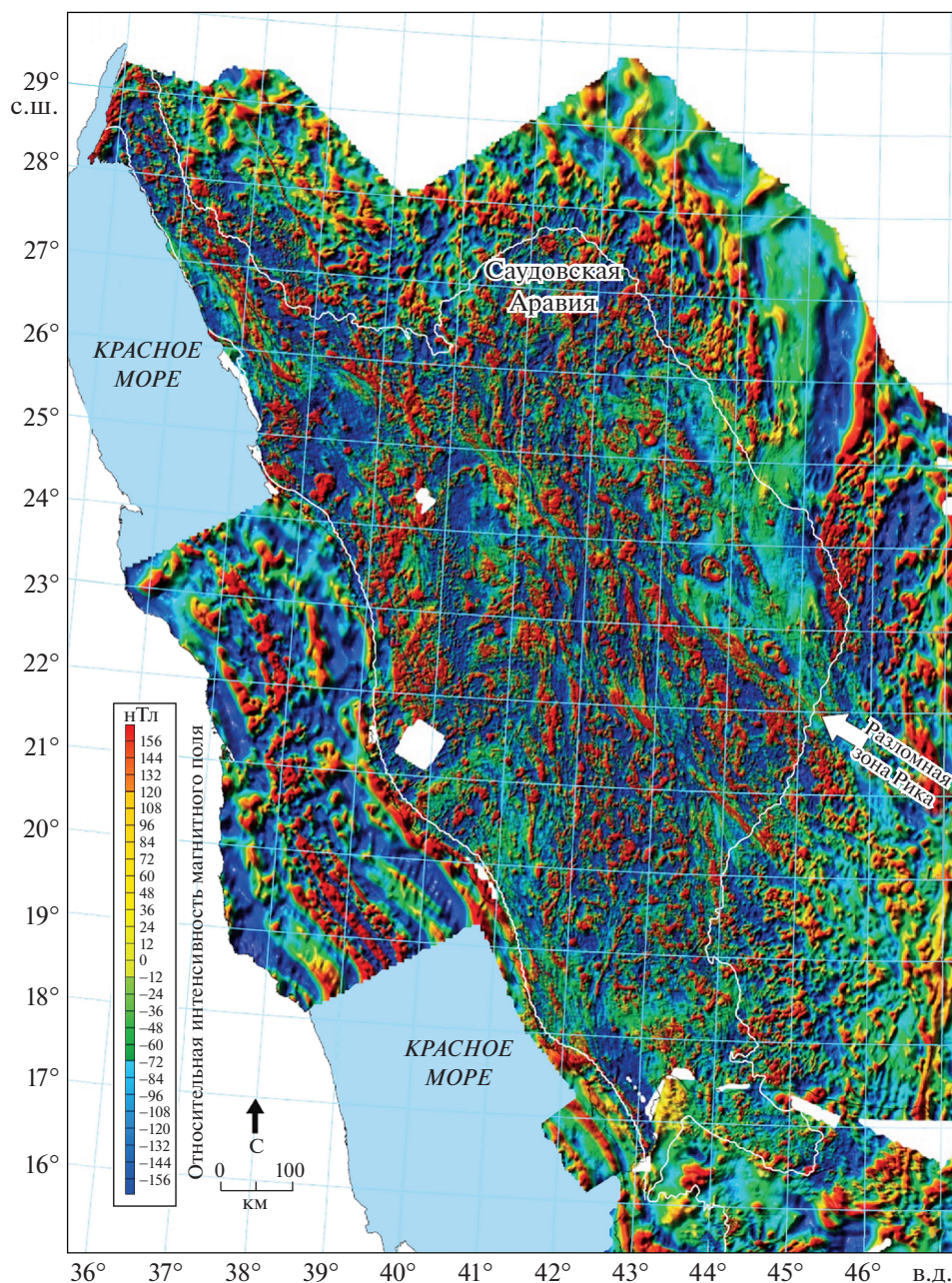


Рис. 12. Карта магнитных аномалий Аравийского щита, пересчитанная к полюсу (по данным [124], с дополнениями).

кимберлиты) и металлогения не могут быть объяснены или спрогнозированы конвенциональной моделью тектоники плит [14, 107].

Выделенная нами кольцевая глубинная структура, предположительно, генерирует формирование линейных структур, существование которых теоретически ранее не было обосновано [107]. Зоны развития неогеновых эффузивных траппов и дайковых комплексов, а также места обнаружения алмазов (мелового периода) в Египте, Израиле и Сирии хорошо согласуются с длинной осью выявленной структуры (см. рис. 10).

Существенным представляется общее совпадение крупных палеотектонических данных этого района Гондваны, таких как крупный свод Хелец (см. рис. 2), с полученными данными по глубинно-геофизическому анализу. Например, была картирована обширная региональная зона поднятия, тянущаяся субмеридионально, ось которой совпадает с Аравийской пограничной зоной [70]. Свод структуры, где отсутствуют даже самые верхние слои докембрия — аркозы свиты Зенифим, — определен по рельефу Хелец и отчасти по автохтонному блоку Синайского полуострова.

Восточное крыло этого поднятия содержит более молодые образования нижнего палеозоя — от кембрия и до силура, и далее — до образований верхнего палеозоя. Не вдаваясь в проблемы аллохтонности ряда структур, отнесенных к этому поднятию, отметим, что ось этой обширной палеотектонической структуры Гондваны совпадает с ранним (позднепалеозойско-мезозойским) положением оси выявленной глубинной мантийной структуры.

Построенная нами физико-геологическая модель доказывает существование гигантской мантийной кольцевой структуры и основывается на совокупности следующих геофизических и геологических факторов:

- вычисление полиномиального тренда спутниковых гравитационных данных, указывающих на кольцевую (эллипсоидальную) структуру;
- результаты количественной интерпретации полиномиальной гравитационной аномалии;
- вычисление остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии;
- кольцевое положение векторов GPS;
- аномалии изолиний геоида;
- сейсмико-томографические данные;
- палеомагнитные данные, указывающие на преимущественное вращение блоков земной коры против часовой стрелки;
- многочисленные минерало-петрологические данные, указывающие на тектоно-геодинамическую активность в пределах проекции глубинной структуры на приповерхностную часть геологического разреза;
- геодинамические выводы о сопряженной деформации земного эллипсоида вдоль широты 35° с.ш., где находится центр выявленной структуры;
- палеобиогеографические данные;
- многочисленные тектоно-структурные данные.

Случайное совпадение всех этих независимых определяющих факторов (с учетом того что мы рассматриваем только основные показатели) крайне маловероятно [82].

ВЫВОДЫ

Проведенное детальное исследование проливает свет на связь между ранее неизвестной глубинной структурой и приповерхностными геолого-геофизическими особенностями среды. Выявленная взаимосвязь многосторонне и тщательно, с учетом различных компонентов данной структуры изучена авторами.

1. Наличие глубинной вращающейся кольцевой структуры отражено в широком спектре полученных нами данных с использованием различных методов исследования: полиномиально обработанные спутниковые гравитационные дан-

ные (i), количественный анализ полиномиальной гравитационной аномалии (ii), вычисление остаточных гравитационных аномалий от нижней мантии (iii), данные сейсмической томографии (iv), распределение векторов GPS мониторинга (v), анализ палеомагнитных данных (vi), аномалии геоида (vii), данные геодинамического анализа (viii), тектонические индикаторы (ix), палеобиогеографические реконструкции, а также многочисленные подтверждения, полученные путем исследования тектоники-структурных, геодинамических, петрологических и минералогических данных (x). Вероятностная оценка случайного совпадения всех этих факторов чрезвычайно мала.

2. Открытие глубинной аномальной структуры объясняет, в частности, существование внутри-платформенных магматических поясов, не нашедших ранее логического объяснения в рамках существовавших теорий.

3. Впервые в тектоно-магматическом плане отмечена и интерпретирована региональная асимметрия бассейна Красного моря. Очевидно, что глубинная кольцевая структура, влияющая на многие тектоно-геодинамические процессы, может являться глобальным геодинамическим фактором, способствующим спредингу Красного моря. Мы полагаем, что эта структура влияет на кипрскую высокоамплитудную аномалию силы тяжести, конфигурацию Синайской плиты, вращение террейнового мезозойского пояса против часовой стрелки, геометрию асимметричных бассейнов вдоль трансформного разлома Мертвого моря и передвижение тектонического блока, соответствующего палеомагнитной гиперзоне Киама, в Восточном Средиземноморье.

Благодарности. Авторы выражают сердечную благодарность редактору журнала "Геотектоника" М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва) за вдумчивое и высокопрофессиональное редактирование текста статьи.

Авторы благодарны проф. Е.А. Рогожину (ИФЗ РАН, г. Москва) и анонимному рецензенту, чьи замечания и комментарии способствовали значительному улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.Л., Беликов В.Т., Эппельбаум Л.В. Некоторые физические основы геодинамики. Тель-Авив: Кедем, 2001. 167 с.
2. Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А. Современная сейсмичность Крыма // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 42. № 2. С. 5–17.
3. Исмаил-заде Т.А. Палеомагнитные исследования в Азербайджане. Дис. ... д. г.-м. н. М.: ИФЗ РАН, 1983. 289 с.
4. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.

5. Кац Ю.И. Новые роды позднемеловых замковых брахиопод Таджикской депрессии и прилежащих к ней регионов // Ученые зап. Харьк. гос. ун-та. Геол. отдел. 1962. Т. 15. С. 132–154.
6. Кац Ю.И. Меловой талассократический максимум и планетарные движения гидросферы, — В кн.: *Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология*. Д.П. Найдин и др. (ред.), — М.: Наука, 1986. С. 191–237.
7. Копп М.Л. Мобилистская теория платформ Северо-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 342 с.
8. Левин Б.В., Сазорова Е.В., Доманский А.В. Свойства “критических широт” вариации вращения и сейсмичность Земли // Вестн. ДВО РАН. 2013. № 3. С. 3–8.
9. Печерский Д.М., Нгуен Т.К. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. (Сводный каталог. Геофизич. комис. АН СССР, г. Москва) // Всемирный центр данных. 1979. Сер. В. № 4.
10. Реннартен Н.В., Старостина З.М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне центрального Кавказа, — В кн.: *Геология и полезные ископаемые центральной части Северного Кавказа*. — Е.В. Бризке (ред.). — М.: АН СССР, 1956. С. 83–147.
11. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Наукова Думка, Киев. 1986. 184 с.
12. Трубицын В.П. Природа границы между верхней и нижней мантией и ее влияние на конвекцию // Физика Земли. 2010. № 6. С. 3–18.
13. Трубицын В.П. Прохождение океанических плит через границу верхней и нижней мантии // ДАН. 2012. Т. 446. № 6. С. 677–679.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
15. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: МГУ, 2007. 244 с.
16. Халафлы А.А. Палеомагнетизм Малого Кавказа. Баку: Тахсил, 2006. 189 с.
17. Халафов А.А. Магнитные исследования коньяк-сантонских отложений Казахской депрессии // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. Науки о Земле. 1986. № 4. С. 123–126.
18. Храмов А.Н. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Данные по СССР. (Сводный каталог. Геофизич. комис. АН СССР, г. Москва) // Всемирный центр данных. 1984. Сер. В. № 1.
19. Шарков Е.В., Ханна С. Эволюция вещества верхней мантии в регионах внутриплитного магматизма (на примере западной Сирии) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 3. С. 684–686.
20. Шатский Н.С., Беляевский А.А., Бозданов А.Н., Муратов М.Е. Тектоническая карта СССР и прилегающих стран. Масштаб: 1 : 5000000. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 9 листов.
21. Эппельбаум Л.В., Ваксман В.Л., Кузнецов С.В., Сазонова Л.В., Смирнов С.А., Сурков А.В., Безлепкин Б.М., Кац Ю.И., Коротава Н.Н., Беловицкая Г.И. Обнаружение микроалмазов и минералов-спутников в каньоне Махтеш Рамон (пустыня Негев, Израиль) // ДАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 1–3.
22. Эппельбаум Л.В., Николаев А.В., Кац Ю.И. Пространственное положение зоны обратной намагниченности Киам в океанической коре Восточного Средиземноморья // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. 710–714.
23. Ahlberg J.H., Nilson E.N., Walsh J.N. The theory of splines and their applications. (Academ. Press, N.Y.—London, 1967), P. 284.
24. Alizadeh A.A., Guliyev I.S., Kadirov F.A., Eppelbaum L.V. Geosciences in Azerbaijan, Vol. 1. *Geology*, (Springer—Heidelberg, N.Y., 2016), P. 239.
25. Andersson D.L. New theory of the Earth. — (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2007, 2nd ed.). P. 400.
26. Artemieva I., Thybo H., Kaban M.K. Deep Europe today: Geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga, In: *European Lithosphere Dynamics*, Ed. by D. Gee, R. Stephenson) // Geol. Soc. London. 2006. Vol. 32. P. 11–41.
27. Barakat A.A., Kandil S.M.R. Diamond in the newly discovered kimberlite and related rocks, Central Eastern Desert, Egypt // Proceed. of the XXXVI Int. Conf. “Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits” St.-Petersburg Univ., Russia, 23–26 May 2019, (St-Petersburg Univ. Publ., Russia, 2019). P. 36–42.
28. Barbeau E.J. Polynomials, In: *Problem books in mathematics*, (Springer, N.Y.—Berlin—Heidelberg, 2003), P. 455.
29. Bayer H.J., Hotzl H., Jado A.R., Ruscher B., Voggenger W. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin // Tectonophysics. 1988. Vol. 153. P. 137–151.
30. Bazhenov M.L., Burtman V.S. Eocene paleomagnetism of the Caucasus (Southwest Georgia): Oroclinal bending in the Arabian syntaxis // Tectonophysics. 2002. Vol. 344. P. 247–259.
31. Ben-Avraham Z. The structure and tectonic setting of the Levant continental margin, Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1978. Vol. 46. P. 313–331.
32. Ben-Avraham Z. Structural framework of the Gulf of Elat (Aqaba), Northern Red Sea // J. Geophys. Res.: Solid Earth Planets. 1985. Vol. 90. P. 703–726.
33. Ben-Avraham Z. Development of asymmetric basins along continental transform faults // Tectonophysics. 1992. Vol. 215. P. 209–220.
34. Ben-Avraham Z., Ginzburg A. Displaced terranes and crustal evolution of the Levant and the Eastern Mediterranean // Tectonics. 1990. Vol. 9. P. 613–622.
35. Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Makris J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23–43.
36. Ben-Avraham Z., ten-Brink U., Bell R., Reznikov M. Gravity field over the Sea of Galilee: Evidence for a composite basin along a transform fault // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1996. Vol. 101. P. 533–544.
37. Borradaile G.J., Lagroix F., Hamilton T.D., Trebilcock D.A. Ophiolite tectonics, rock magnetism and paleomagnetism, Cyprus // Surv. Geophys. 2010. Vol. 31. P. 285–359.
38. Borradaile G.J., Lucas K. Tectonics of the Akamas and Mamonia ophiolites, Western Cyprus: Magnetic pet-

- rofabrics and paleomagnetism // *J. Struct. Geol.* 2003. Vol. 25. P. 2053–2076.
39. *Boschi L., Faccenna C., Becker T.W.* Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean basin // *Geophys. Res. Lett.* 2010. Vol. 37. L20303. P. 1–6.
 40. *Bosworth W., Huchon P., McClay K.* The Red Sea and Gulf of Aden basins // *J. African Earth Sci.* 2005. Vol. 43. P. 334–378.
 41. *Chan G.H.-N., Malpas J., Xenopontos C., Lo C.-H.* Magmatism associated with Gondwanaland rifting and Neo-Tethyan oceanic basin development: Evidence from the Mamonia Complex, SW Cyprus // *J. Geol. Soc. London*. 2008. Vol. 165. P. 699–709.
 42. *Cloetingh S., Willet S.D.* Linking deep Earth and surface processes // *EOS*. 2013. Vol. 94. № 5. P. 53–54.
 43. *Cloetingh S., Tibaldi A., Dobrzhinetskaya L., Matenco L., Nader F., de Vries B.v.W. (eds.)*. From the deep Earth to the surface: A multiscale approach // *Global Planet. Change*. 2018. Vol. 171. P. 1–322.
 44. *Cvetković V., Šarić K., Prelević D., Genser J., Neubauer F., Höck V., Von Quadt A.* An anorogenic pulse in a typical orogenic setting: The geochemical and geochronological record in the East Serbian latest Cretaceous to Palaeocene alkaline rocks // *Lithos*. 2013. Vol. 180–181. P. 181–199.
 45. *Çubuk-Sabuncu Y., Taymaz T., Fichtner A.* 3D crustal velocity structure of western Turkey: Constraints from full-waveform tomography // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2017. Vol. 270. P. 90–112.
 46. *Dobrzhinetskaya L., Mukhin P., Wang Q., Wirth R., O'Bannon E., Zhao W., Eppelbaum L., Sokhonchuk T.* Moissanite (SiC) with metal-silicide and silicon inclusions from tuff of Israel: Raman spectroscopy and electron microscope studies // *Lithos*. 2018. Vols. 310–311. P. 355–368.
 47. *Dobre C., Déprez A., Masson A., Socquet A., Lewi E., Grandin R., Nercessian A., Ulrich P., De Chabalière J.-B., Saad I., Abayazid A., Peltzer G., Delorme A., Calais E., Wright T.* Current deformation in Central Afar and triple junction kinematics deduced from GPS and InSAR measurements // *Geophys. J. Int.* 2017. Vol. 208. P. 936–953.
 48. *Duermeijer C.E., Krijgsman W., Langereis C.G., Ten Veen J.H.* Post-early Messinian counterclockwise rotations on Crete: Implications for Late Miocene to recent kinematics of the southern Hellenic arc // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298. P. 177–189.
 49. *Elgabry M.N., Panza G.F., Badawy A.A., Ibrahim M.K.* Imaging a relic of complex tectonics: the lithosphere asthenosphere structure in the Eastern Mediterranean // *Terra Nova*. 2013. Vol. 25. P. 102–109.
 50. *El-Quliti S.A., Al-Harbi T.B.S., Al-Yami M.B.S., Al-Ghamdi A.B.M., Al-Shammari M.B.M.* Assessment of Main Parameters of Extreme earthquakes in Red Sea, West Coast of Saudi Arabia // *Open J. Earthquake Res.* 2016. Vol. 5. P. 122–134.
 51. *Eppelbaum L.V., Ben-Avraham Z., Katz Y.I.* Structure of the Sea of Galilee and Kinarot Valley derived from combined geological-geophysical analysis // *First Break*. 2007. Vol. 25. № 1. P. 21–28.
 52. *Eppelbaum L.V., Katz Y.I.* Key Features of Seismo-Neotectonic Pattern of the Eastern Mediterranean // *Izv. Acad. Sci. Azerb. Rep., Ser. Earth Sci.* 2012. № 3. P. 29–40.
 53. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* Eastern Mediterranean: Combined geological-geophysical zonation and paleogeodynamics of the Mesozoic and Cenozoic structural-sedimentation stages // *Marin. Petrol. Geol.* 2015. Vol. 65. P. 198–216.
 54. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* Newly developed paleomagnetic map of the Easternmost Mediterranean unmasks geodynamic history of this region // *Central Europ. J. Geosci. (Open Geosci.)*. 2015. Vol. 7. № 1. P. 95–117.
 55. *Eppelbaum L.V., Katz Yu.I.* A new regard on the tectonic map of the Arabian-African region inferred from the satellite gravity analysis // *Acta Geophysica*. 2017. Vol. 65. P. 607–626.
 56. *Eppelbaum L., Katz Yu.* Significant tectono-geophysical features of the African-Arabian tectonic region: An overview // *Geotectonics*. 2020. Vol. 54. № 2. P. 266–283.
 57. *Eppelbaum L., Katz Yu., Klokochnik J., Kosteletsky J., Zheludev V., Ben-Avraham Z.* Tectonic insights into the Arabian-African region inferred from a comprehensive examination of satellite gravity big data // *Global Planet. Change*. 2018. Vol. 171. P. 65–87.
 58. *Eppelbaum L.V., Khesin B.E.* *Geophysical Studies in the Caucasus.* (Springer, Heidelberg–N.Y.–London, 2012), pp. 411.
 59. *Esperanza S., Garfunkel Z.* Ultramafic xenoliths from the Mt Carmel area (Karem Maharal Volcano), Israel // *Lithos*. 1986. Vol. 19. P. 43–49.
 60. *Faccenna C., Becker T.W., Auer L., Billi A., Boschi L., Brun J.P., Capitanio F.A., Funicello F., Horváth F., Jolivet L., Piromallo C., Royden L., Rossetti F., Serpelloni E.* Mantle dynamics in the Mediterranean // *Rev. Geophys.* 2014. Vol. 52. P. 283–332.
 61. *Faccenna C., Jolivet L., Piromallo C., Morelli A.* Subduction and depth of convection in the Mediterranean mantle // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108(B2). P. 1–13.
 62. *Garfunkel Z., Ben-Avraham, Z.* The structure of the Dead Sea basin // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 266. P. 155–176.
 63. *Garson M.S., Krs M.* Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures // *GSA. Bull.* 1976. Vol. 87. № 2. P. 169–181.
 64. *Gass I.G.* Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature*. 1968. Vol. 220(5162). P. 39–42.
 65. *Gass I.G., Masson-Smith D.* The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus // *Philosoph. Transactions. Ser. A*. 1963. Vol. 255. P. 417–467.
 66. *George R.P. (Jr.)*. Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus // *GSA Bull.* 1978. Vol. 89. P. 845–865.
 67. *Godey S., Bossu R., Guilbert J., Mazet-Roux G.* The Euro-Mediterranean Bulletin: A comprehensive seismological bulletin at regional scale // *Seismol. Res. Lett.* 2006. Vol. 77. P. 460–474.
 68. *Griffin W.L., Gain S.E.M., Adams D.T., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* First terrestrial occurrence of tistarite (Ti₂O₃): Ultra-

- low oxygen fugacity in the upper mantle beneath Mount Carmel, Israel // *Geology*. 2016. Vol. 44. № 10. P. 815–818.
69. Hässig M., Rolland Y., Sosson M. From seafloor spreading to obduction: Jurassic–Cretaceous evolution of the northern branch of the Neotethys in the Northeastern Anatolian and Lesser Caucasus regions, In: *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2010. Vol. 428. P. 1–20.
 70. Hall J.K., Krashennnikov V.A., Hirsch F., Benjamini C., Flexer A. Geological Framework of the Levant, In: *The Levantine Basin and Israel*, (Historical Productions-Hall, Jerusalem, Israel, 2005. Vol. II), P. 826.
 71. Henry B., Homberg C., Mroueh M., Hamdan W., Higazi W. Rotations in Lebanon inferred from new palaeomagnetic data and implications for the evolution of the Dead Sea Transform system, In: *Evolution of the Levant Margin and Western Arabia Platform since the Mesozoic*, Ed. by C. Homberg, M. Bachman // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, London. 2010. Vol. 341. P. 269–285.
 72. Hisarli Z.M. New paleomagnetic constraints on the Late Cretaceous and Early Cenozoic tectonic history of the Eastern Pontides // *J. Geodynam.* 2011. Vol. 52. P. 114–128.
 73. Ibrahim E.H., Odah H.H., El Agami H.L., Abu El Enen M. Paleomagnetic and geological investigation into Southern Sinai volcanic rocks and the rifting of Gulf of Suez // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 321. P. 343–358.
 74. Jolivet L., Faccenna C., Agard P., de Lamotte D.F., Menant A. et al. Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction // *Canad. J. Earth Sci.* 2016. Vol. 53. 1–15.
 75. Kaban M.K., El Khrepy S., Al-Arifi N., Tesauero M., Stolk W. Three dimensional density model of the upper mantle in the Middle East: Interaction of diverse tectonic processes // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2016. Vol. 121. № 7. P. 5349–5364.
 76. Kaban M.K., El Khrepy S., Al-Arifi N. Importance of the decompensative correction of the gravity field for study of the upper crust: Application to the Arabian plate and surroundings // *Pure Appl. Geophys.* 2017. Vol. 174. № 1. P. 349–358.
 77. Kaban M.K., Petrunin A.G., El Khrepy S., Al-Arifi N. Diverse continental subduction scenarios along the Arabia–Eurasia collision zone // *Geophys. Res. Lett.* 2018. Vol. 45. № 14. P. 6898–6906.
 78. Khesin B.E., Alexeyev V.V., Eppelbaum L.V. Interpretation of geophysical fields in complicated environments, (Kluwer Academ. Publ. – Springer, Ser.: Modern Approach. Geophys., Boston–Dordrecht–London, 1996), P. 368.
 79. Khramov A.N. Paleomagnetology, (Springer, Berlin, 1987), P. 308.
 80. Kissel C., Laj C., Poisson A., Gorur N. Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362. P. 199–217.
 81. Kondopoulou D., Zananiri I., Michard A., Feinberg H., Atzemoglou A., Pozzi J.-P., Voidomatis Ph. Neogene tectonic rotations in the vicinity of the north Aegean trough: New paleomagnetic evidence from Athos and Samothraki (Greece) // *Bull. Geol. Soc. Greece*. 2007. Vol. 40. P. 343–359.
 82. Koralov L., Sinai Y.G. The theory of probability and random processes, (Springer, Berlin-Heidelberg, 2nd edn., 2007), P. 358.
 83. Krezsek C., Lăpădat A., Maţenco L., Arnberger K., Barbu V., Olaru R. Strain partitioning at orogenic contacts during rotation, strike-slip and oblique convergence: Paleogene–Early Miocene evolution of the contact between the South Carpathians and Moesia Csaba // *Global Planet. Change*. 2013. Vol. 103. P. 63–81.
 84. Lemoine F.G. et al. The NASA and DMA joint geopotential model // *EOS Trans. AGU*. 1996 Fall Meet. Suppl. F136.
 85. Lotfi H.I. Early Cretaceous counterclockwise rotation of Northeast Africa within the equatorial zone: Paleomagnetic study on Mansouri ring complex, Southeastern Desert, Egypt // *NRIAG J. Astron. Geophys.* 2015. Vol. 4. № 1. P. 1–15.
 86. Makris J., Henke C.H., Egloff F., Akamaluk T. The gravity field of the Red Sea and East Africa // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 198. № 2–4. P. 369–381.
 87. Makris J., Rihm R. Shear-controlled evolution of the Red Sea: Pull-apart model // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 198. P. 441–466.
 88. Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiradia M., Moritz R. Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: Implications for genesis and tectonic setting // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 393. № 1–4. P. 301–328.
 89. Marton E., Grabowski J., Plašienka D., Tunyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 592. P. 1–13.
 90. McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 5695–5719.
 91. Menant A., Jolivet L., Vrielynck B. Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the eastern Mediterranean region since the Late Cretaceous // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 675. P. 103–140.
 92. Morris A., Erson M.W., Robertson A.H., Al-Riyami K. Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite (Baër–Bassit, Syria) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. P. 247–261.
 93. Muluneh A.A., Cuffaro M., Doglioni C. Leftlateral transtension along the Ethiopian Rift and mantle-reference plate motions // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 632. P. 21–31.
 94. Muttoni G., Erba E., Kent D.V., Bachtadse V. Mesozoic Alpine facies deposition as a result of past latitudinal plate motion // *Lett. Nature*. 2005. Vol. 434. P. 59–63.
 95. Muttoni G., Kent D.V., Garzanti E., Brack P., Abrahamson N., Gaetani M. Early Permian Pangea ‘B’ to Late

- Permian Pangea 'A' // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 215. P. 379–394.
96. Okay A.I., Tuysuz A. Tethyan sutures of northern Turkey, In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Ed. by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Sebanne // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 1999. Vol. 156. P. 475–515.
 97. Reilinger R.E., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliyev I. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. B05411. P. 1–26.
 98. Richards M.A., Hager B.H. Geoid anomalies in a dynamic Earth // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. B7. P. 5987–6002.
 99. Rolland Y. Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // *Gondwana Research.* 2017. Vol. 49. P. 130–146.
 100. Rolland Y., Hässig M., Bosch D., Bruguier D., Melis R., Galoyan G., Topuz G., Sahakyan L., Avagyan A., Sossion M. The East Anatolia–Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling // *Geosci. Frontiers.* 2019. Vol. 11. № 1. P. 1–26.
 101. Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 6256–6270.
 102. Sandwell D.T., Garcia E., Soofi K., Wessel P., Smith W.H.F. Toward 1 mGal global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 // *The Leading Edge.* 2013. Vol. 32(8). P. 892–899.
 103. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear-speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 194. № 1. P. 417–449.
 104. Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z. The rift-like structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 290. P. 74–82.
 105. Sneh A., Bartov Y., Rozenshaft M. Geological Map of Israel, Scale 1 : 200000. // *Geol. Surv. Israel, (Minisntr. of Nation. Infrastructure, Jerusalem, 1998), 4 sheets.*
 106. Schmid C., van der Lee S., VanDecar J.C., Engdahl E.R., Giardin D. Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa–Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B03306. P. 1–16.
 107. Skobelin E.A., Sharapov I.P., Bugayov A.F. Deliberations of state and ways of perestroika in geology (Has plate tectonics resulted in a revolution in geology?), In: *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory*, (Theophrastus Publ., Athens, Greece, 1990. Vol. 1), P. 17–37.
 108. Stampfli G.M., Hochard C., Vèrard C., Wilhem C., von Raumer J. The formation of Pangea // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 593. P. 1–19.
 109. Steinberger B., Calderwood A.R. Models of large-scale viscous flow in the Earth's mantle with constraints from mineral physics and surface observations // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 167. P. 1461–1481.
 110. Stern R.J., Johnson P. Continental lithosphere of the Arabian Plate: A geologic, petrologic, and geophysical synthesis // *Earth Sci. Rev.* 2010. Vol. 101. P. 29–67.
 111. Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree-12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № 4. P. 4945–4980.
 112. Taylor R.N., Nesbitt R.W. Light rare-earth enrichment of supra subduction-zone mantle: evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus // *Geology.* 1988. Vol. 16. № 5. P. 448–451.
 113. Telford W.M., Geldart L.R., Sheriff R.E. *Applied Geophysics*, (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1991), P. 770.
 114. Tesauro M., Kaban M.K., Mooney W.D., Cloetingh S.A.P.L. Density, temperature, and composition of the North American lithosphere – new insights from joint analysis of seismic, gravity, and mineral physics data: 2. Thermal and compositional model of the upper mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. Vol. 15. P. 4808–4830.
 115. Uzel B., Langereis C.G., Kaymakci N., Sozibilir H., Ozkaymak C., Ozkaptan, M. Paleomagnetic Evidence for an Inverse Rotation History of Western Anatolia during the Exhumation of Menderes Core Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 414. P. 108–125.
 116. Vail J.R. Ring complexes and related rocks in Africa // *J. African Earth Sci.* 1989. Vol. 8. № 1. P. 19–40.
 117. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // *Nature.* 1997. Vol. 386. P. 578–584.
 118. Van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 723. P. 309–448.
 119. Vannucci G., Pondrelli S., Argnani S., Morelli A., Gasperini P., Boschi E. An Atlas of Mediterranean seismicity // *Ann. Geophys.* 2004. Suppl. to Vol. 47. № 1. P. 247–306.
 120. Véronnet A. Rotation de l'Ellipsoïde Hétérogène et Figure Exacte de la Terre // *J. Math. Pures et Appl.* 1912. Vol. 8. Ser. 6. P. 331–463.
 121. Wen L., Helmberger D.V. Ultra-low velocity zones near the core-mantle boundary from broadband PKP precursors // *Science.* 1998. Vol. 279. P. 1701–1703.
 122. Wilson M., Shimron A.E., Rosenbaum J.M., Preston J. Early Cretaceous magmatism of Mount Hermon, Northern Israel // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 54–67.
 123. Yancey T.E., Wilson M.A., Mione A.C.S. The Ramonalinids: a new family of mound-building bivalves of the Early Middle Triassic // *Paleontology.* 2009. Vol. 52. P. 1349–1361.
 124. Zahran H.M., Stewart I.C.F. Johnson P.R., Basahel M.H. Aeromagnetic anomaly maps of Central and Western Saudi Arabia // *Saudi Geol. Surv. Scale 1 : 2000000. Saudi Geol. Surv. Open-File Rep. SGS-OF-2002-8.* 2003. 4 sh. 6 p.
 125. Zare M., Amini H., Yazdi P., Sesetyan K., Demircioglu M.B., Kalafat D., Erdik, M., Giardini D., Khan M.A., Tsereteli N. Recent developments of the Middle East catalog // *J. Seismol.* 2014. Vol. 18. P. 749–772.
 126. https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html (Accessed April 22, 2020).

Giant Quasi-Ring Mantle Structure in the African-Arabian Junction: Results Derived from the Geological-Geophysical Data Integration

L. V. Eppelbaum^{a,*}, Z. Ben-Avraham^a, Yu. I. Katz^b, S. Cloetingh^c, M. K. Kaban^{d,e}

^a*School of Geosciences, Faculty of Exact Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel*

^b*Steinhardt Museum of Natural History & National Research Center, Faculty of Life Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, 6997801 Tel Aviv, Israel*

^c*Faculty of Geosciences, Utrecht University, 3508 TA, Utrecht, The Netherlands*

^d*Helmholtz-Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany*

^e*Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, bld. 10 Bolshaya Gruzinskaya, 123242 Moscow, Russia*

**e-mail: levap@tauex.tau.ac.il*

The tectonic-geodynamic characteristics of the North African-Arabian region are complicated by interaction of numerous factors. To study this interaction, we primarily used the satellite gravity data (retracked to the Earth's surface), recognized as a powerful tool for tectonic-geodynamic zonation. The applied polynomial averaging of gravity data indicated the presence of a giant, deep quasi-ring structure in the Eastern Mediterranean, the center of which is located under the Island of Cyprus. Simultaneously, the geometrical center of the revealed structure coincides with the Earth's critical latitude of 35°. A quantitative analysis of the obtained gravitational anomaly made it possible to estimate the depth of the upper edge of the anomalous body as 1650–1700 km. The GPS vector map agreeing with the gravitational trend indicates counterclockwise rotation of this structure. Review of paleomagnetic data on the projection of the discovered structure into the earth's surface also confirms its counterclockwise rotation. The analysis of the geoid anomalies map and seismic tomography data commonly approve presence of this deep anomaly. The structural and geodynamic characteristics of the region and paleobiogeographic data are consistent with the proposed physical-geological model. Comprehensive analysis of petrological, mineralogical, and tectonic data suggests a relationship between the discovered deep structure and near-surface processes. The revealed geological deep structure sheds light on specific anomalous effects in the upper crustal layer, including the high-intensity Cyprus Isl. gravity anomaly, counterclockwise rotation of the Mesozoic terrane belt, configuration of the Sinai plate, and the asymmetry of sedimentary basins along the continental faults.

Keywords: satellite gravity data, geodynamics, tectonics, quasi-ring mantle structure, paleomagnetism, GPS, combined analysis