

19. Источники, эффекты и опасность ионизирующей радиации: Доклад научного комитета ООН по действию атомной радиации Генеральной Ассамблеи за 1988 г. Т. 2. М., 1993.

20. Коральков Д.В. Твердые отходы тепловых электростанций Центральной России и их экологическое значение // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1998. № 5.

21. Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. М., 1997.

22. Лыкошин А.Г., Молоков Л.А., Парабучев И.А. Карст и строительство гидротехнических сооружений. М., 1992.

23. Нормы радиационной безопасности (НРБ-96). Гигиенические нормативы ГН2.6.1.054-96. М., 1997.

24. Огородникова Е.Н., Барабошкина Т.А. Природные и техногенные грунты, как основа водо- и морозостойких золоцементогрунтовых систем // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1997. № 3.

25. Огородникова Е.Н., Ларионова Н.А., Еремина О.Н., Барабошкина Т.А. Инженерно-геологические и экологические вопросы строительства и эксплуатации теплоэнергетических комплексов на лёссовых грунтах // Сергеевские чтения. Вып. 2. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. М., 2000.

26. Осипов В.И. Экологические императивы и глобальные тенденции // Геоэкология. 2001. № 6.

27. Пармузин С.Ю., Осокин А.Б. Изменение геокриологических условий под воздействием комплекса сооружений Билибинской АЭС // Материалы I конф. геокриологов России. Кн. 3. М., 1996.

28. Попов П.А. Содержание и характер накопления металлов в рыбах Сибири // Сибирский экологический журн. 2001. № 2.

29. Савкин В.М. Эколого-географические изменения в бассейнах рек Западной Сибири. Новосибирск, 2000.

30. Семин В.А. Основы рационального водопользования и охраны водной среды. М., 2001.

31. Сысоев Ю.М., Барабошкина Т.А. Некоторые аспекты воздействия золоотвалов ТЭС на окружающую среду // Энергетик. 1997. № 6.

32. Трефилова Н.Я. Геохимическая специализация территорий различного хозяйственного использования // Прикладная геохимия. Вып. 1. Геохимическое картирование / Под ред. Э.К. Буренкова. М., 2000.

33. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. М., 2002.

34. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологические функции литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 5.

35. Федотова А.А., Смоляков Б.С., Бортникова С.Б. Поведение тяжелых металлов (Pb, Cu, Zn, Cd) и их влияние на биоту // Экологическая геология и рациональное недропользование. СПб., 2003.

36. Харькина М.А., Горбушина В.К. Экологические издержки гидроэнергетики // Энергия: экономика, техника, экология. 2004. № 4.

37. Шварц А.А. Экологическая гидрогеология. СПб., 1996.

38. Экологические функции литосферы / Под ред. В.Т. Трофимова. М., 2000.

39. Экология города // Под ред. Ф.В. Стольберга. Киев, 2000.

40. Baraboshkina T.A. An estimation of environmental effect of ash stockpiles of Omsk Coal Combustion-Station // 7th Internat. Symp. on Environmental Issues and Waste Management in Energy and Mineral Production. SWEMP 2002. Italy, Cagliari, 2002.

Поступила в редакцию
15.03.2005

УДК 550.830

В.Р. Мелихов, И.В. Лыгин, В.А. Лыгин, П.Н. Куприн, А.А. Бульчев, О.И. Андреева, А.А. Шрейдер

АЛЬБОМ ЭЛЕКТРОННЫХ КАРТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

Введение. Для Московского университета Азово-Черноморский регион традиционно является учебно-научным полигоном, на котором в XX столетии закладывались основы развития морской геофизической службы страны. В 30-е гг. проф. Л.В. Сорокин, а также студенты МГУ проводили маятниковые наблюдения и построили первую карту аномалий силы тяжести на акваторию Черного моря. С конца 60-х до начала 90-х гг. геолого-геофизические съемки, проводимые в рамках морских учебных студенческих практик геологического факультета МГУ, выполнялись ежегодно, в научном отношении они приобрели плановый характер. Аппаратурная поддержка этих работ обеспечивалась ведущими морскими геофизическими организациями страны (ВНИИГеофизика, ИФЗ РАН, Институт океанологии и др.).

Особое место среди совместных работ занимает многолетнее плодотворное сотрудничество кафедры

геофизики МГУ с ГНЦ "Южморгеология". Последнее десятилетие ознаменовалось более тесным сотрудничеством в связи с компьютерной обработкой и анализом детальных площадных съемок, выполненных ГНЦ "Южморгеология" в начале — середине 90-х гг. в восточной части Черного моря, включая динамично развивающиеся области кавказских континентальных склонов. Параллельно возобновилась региональная тематика по обобщению материалов и созданию геолого-геофизических карт масштаба 1 : 1 000 000. Именно созданию этой серии новых электронных вариантов карт рельефа дна акватории, сейсмических карт поверхностей раздела осадочной толщи, гравитационного и магнитного полей Азово-Черноморского региона посвящена статья.

Собранные материалы по времени их получения, использованной аппаратуре, методике измерений, методике обработки данных и введения поправок, типах

носителей информации характеризуются крайней степенью неоднородности. Обработать и систематизировать подобную морскую топографическую, сейсмическую, гравиметрическую, магнитометрическую информацию, учесть при этом данные спутниковых измерений, по возможности увязать морские измерения с береговыми сухопутными съемками — все это представляет собой сложную и трудоемкую задачу. Изучаемый регион является обширной территорией, включающей тектонические структуры древних и молодых платформенных областей, щитов, геосинклинальных областей осадконакопления, орогенов. Соответствующие этим структурам геофизические поля имеют различные амплитудно-частотные характеристики, что требует использования таких методов обработки, которые устранили бы трудности, возникающие при динамической перестройке фильтров (ядер преобразований) при переходе от одной геологически стационарной области к другой. Эти проблемы имеют место и учитывались нами в методиках перевода информации с одних носителей на другие.

Нами принята фиксированная система изложения результатов. Вначале описываются главнейшие вопросы методики создания той или иной карты геофизического поля, приводится электронная распечатка (рисунки) карты в изолиниях, затем приводится краткое описание важнейших структур и линеаментов карты. По тем из них, для которых мы проводили специальные расчеты и моделирование, в тексте дается краткая информация о возможной геологической природе.

Рельеф дна акватории и его сухопутного обрамления

Информация о рельефе (в электронном виде) представляет интерес главным образом в гравиметрических работах при расчете поправок за влияние топографических масс рельефа, вычислении поправок и аномалий в редукции Буге, а также от гравитационных эффектов осадочного чехла при плотностном моделировании среды.

В качестве базовой была принята картографическая проекция Международной батиметрической карты Средиземного и Черного морей масштаба 1 : 2 000 000, изданной ЮНЕСКО в 1981 г. Файл глубин пополнялся данными Главного управления навигации и океанографии СССР, представленными в Генеральной карте рельефа акваторий масштаба 1 : 1 250 000 (издание 1975 г.). Частично в местах изменения дифференциальных свойств рельефа использовались глубины, снятые с навигационных карт масштаба 1 : 500 000. База данных о рельефе акватории значительно дополнена материалами эхолотных промеров, попунктно полученных при различных геофизических съемках: вдоль Кавказского шельфа (площадная съемка многолучевым эхолотом, "Южморгеология", 1998); в юго-западной части Черного моря (болгарский шельф) (эхолотирование при площадных геолого-геофизических работах МГУ, 1991); по всей акватории Черного моря (эхолотирование при

профильных и площадных гравитационных и магнитных наблюдениях, ПО "Южморгео", 1967—1994).

Для берегового обрамления Черного моря (в значительной части с горным рельефом) основной информацией были изданные физико-географические карты рельефа. Использовались изолинии, сканированные и оцифрованные с бумажного носителя.

Фактический материал банка позволил создавать местами детальные матрицы высот (по сети $\Delta x = \Delta y = 2$ км), в целом он обеспечил устойчивое построение электронной карты рельефа на акваторию и прилегающую сушу в масштабе 1 : 1 000 000.

Распечатка полученной карты представлена на рис. 1. Как многократно отмечалось, акватория практически не имеет шельфовых зон, континентальные склоны представлены субвертикальными разломами, которые контролируют современное интенсивное погружение дна с равномерной (слабодифференцированной по латерали) скоростью, на что указывает плоская выровненная поверхность дна. Большие глубины (> 2 км) свидетельствуют, что даже высокая скорость современного осадконакопления не компенсирует высокую скорость погружения дна. Все эти факты неотектоники с определенностью указывают, что погружение дна идет в режиме растяжения берегового складчатого обрамления. Сразу же возникают следующие вопросы: за счет каких сил происходит это растяжение? Раскрывающийся Красноморский рифт и выдвигающаяся к северу Аравийская плита уже на протяжении ~9 млн лет создают в котловине Черного моря противоположные сжимающие напряжения. Под их воздействием котловина должна уже закрыться, но она, наоборот, находится в режиме растяжения—погружения, и лишь на ее границах отмечается сжатие. Многочисленные каньоны берегового обрамления и сопряженные с ними горстовые блоки фундамента, выдавливаемые вверх вместе с покрывающими их осадками, свидетельствуют о сложной перестройке векторов сжимающих напряжений в современной динамике континентальных склонов Черного моря (рис. 1). Что же обеспечивает меридиональное противостояние основному аравийскому вектору сил, инициирует его разложение на субширотном Северо-Анатолийском разломе и поддерживает разворот Анатолийской плиты? Прямые ответы на эти вопросы могут быть получены, если признать факт существования под Черным морем восходящего и активного в настоящее время мантийного диапира.

Сейсмические границы раздела аномальных комплексов в осадочном чехле

На акваторию Черного моря имеется две серии сейсмических построений осадочного чехла по данным МОГТ [5]. Основной сейсмический материал — банк данных геленджикской группы геофизиков, возглавляемой Д.А. Туголесовым [11]. Вторая выборка сейсмических материалов МОГТ по Черному морю создана итальянским геофизиком И. Финетти. Этот банк данных [15] содержит 25 тыс. км профилей МОГТ, из них 20 тыс. км — профили, переданные в начале 80-х гг.

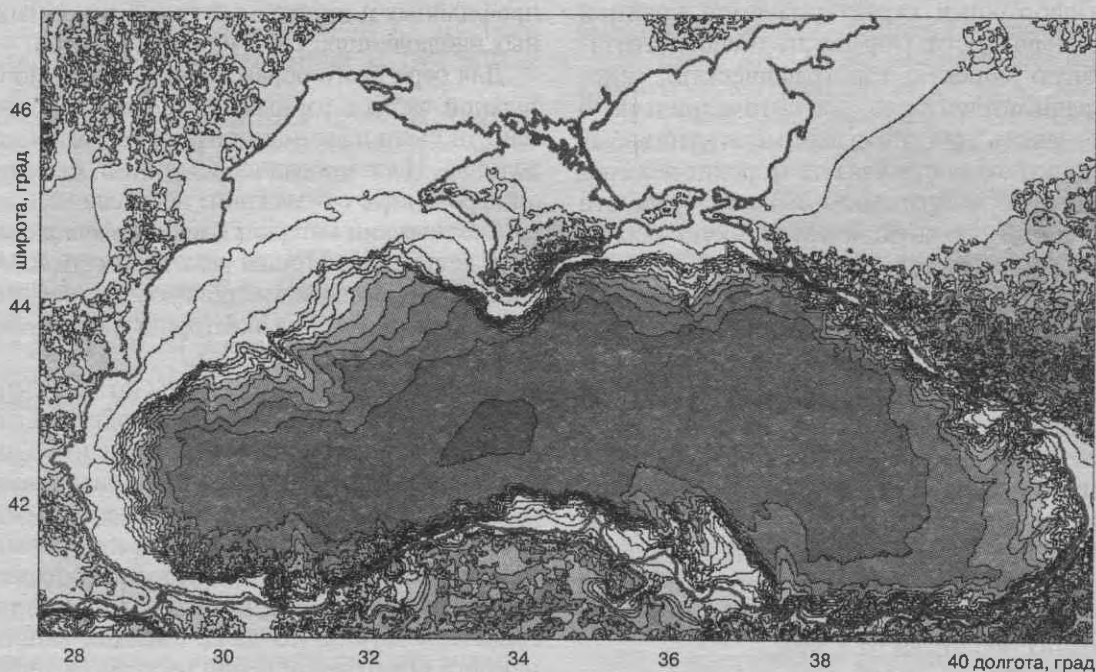


Рис. 1. Рельеф Азово-Черноморского региона

Электронный вариант карты, составленный по Генеральной карте, м-б 1:1 250 000, 1976 г.; Международной батиметрической карте Черного моря, м-б 1:2 000 000, 1981 г.; эхолотным промерам судов разных организаций. Сечение изолиний: на суше — 0,5 км, на море — 0,2 км. Дополнительно проведены изолинии -0,05; 0,1; 0,2; 0,4; 0,6; 0,8 км

из НПО «Южморгеология», а 5 тыс. км — обобщение итальянских и других зарубежных съемок, выполненных у берегов Болгарии, Румынии, а также (небольшая часть) на центральных участках моря и у берегов Турции. Профильные съемки обработаны по западным методикам. Основные опорные отражающие горизонты выделены группой итальянских ученых самостоятельно и привязаны к скважинам западного побережья Черного моря. Для западной части Черноморского бассейна построения группы И. Финетти долгое время практически не использовались из-за различия в представлении материалов. Карты группы Д.А. Туголесова составлены в метрах и на всю акваторию Черного моря [11]. Материалы, опубликованные И. Финетти [15], в основном состоят из временных сейсмических разрезов по профилям съемок. Площадные построения временных сейсмических горизонтов сделаны лишь на глубоководные котловины моря [15]. В середине 90-х гг. по инициативе В.Г. Казьмина материалы И. Финетти переобработаны на кафедре геофизики МГУ. Авторы статьи использовали скорости, установленные И. Финетти на основе анализа данных для скважин западного побережья, и перестроили временные карты в линейный масштаб. Опубликованные материалы [5] можно условно назвать картами италороссийской группы Финетти—Казьмина, хотя и не принципиально, но они отличаются от карт, созданных группой Д.А. Туголесова, глубинами и наименованием сейсмических горизонтов.

В недавних работах В.Г. Казьмина, А.А. Шрейдера и др. [13] сделан важный шаг к параллельному практическому использованию этих двух серий карт как информации, отражающей независимый подход в об-

работке и интерпретации данных МОГТ. Указанное заключается в том, что авторы [13] на основе новейших хроностратиграфических исследований доказали если не идентичность, то близость основных отражающих границ, выделенных Д.А. Туголесовым и И. Финетти, и частично скорректировали их возрастную привязку (таблица).

Тем не менее для Восточной котловины, на наш взгляд, более представительны карты геленджикских геофизиков [11], поскольку для этой части акватории карты значительно детальнее, со временем пополняются новыми материалами, а главное — временная и стратиграфическая привязка морских опорных сейсмических горизонтов выполнены по скважинам северного и восточного побережий Черного моря, т.е. в условиях, более близких к условиям осадконакопления в этой части акватории. По этим же соображениям карты группы Финетти—Казьмина [5] лучше отражают структурную обстановку в Западной котловине Черного моря. Мы не приводим все серии электронных сейсмических карт в статье, но в качестве примера даем раздельно-обобщенное поле глубин кровли акустического фундамента (рис. 2).

В таблице представлены оценки скорости осадконакопления, вычисленные по материалам, скорректированным для оптимальных сейсмических скоростей и сейсмических баз данных отдельно для Западной [5] и Восточной [11] котловин. Из этих оценок следует разительная схожесть двух серий сейсмических карт. На всем протяжении кайнозоя Западная и Восточная впадины развивались в близком тектоническом режиме. Скорость осадконакопления в них, синхронно нарастая во времени, оставалась близка.

Динамика осадконакопления в Черном море по данным сейсмических комплексов, выделенных И. Финетти (Западная котловина), по [15], и Д.А. Туголесовым (Восточная котловина), по [11]

Наименование подошвы комплекса, по			Возраст, млн лет	Стратиграфический объем, млн лет		Западная котловина		Восточная котловина	
						максимальная вертикальная мощность комплекса, км, по [15]	скорость осадкона-копления, см/тыс. лет	максимальная вертикальная мощность комплекса, км, по [11]	скорость осадкона-копления, см/тыс. лет
[11]	[15]								
В	A ₂	1,8	Антропоген	Чауда, гурий	1,8	1,3	72	1,0	56
I	A ₄	6,5	Поздний миоцен—плиоцен	Куяльник, ким-мерий, средний, верхний понт	4,7	1,0	21	0,8	17
I _a	C	16,3							
II _a	E		Средний, позд-ний миоцен	Нижний понт, мзотис, сармат	9,8	2,2	22	1,8	18
III (H)	K	35,4							
		65,0	Олигоцен—ран-ний миоцен	Майкоп	19,1	4,7	24	4,0	21
			Палеоцен—эоцен		29,6	2,3	8	3,0	10
Акустический фундамент									

Примечание. Волнистая линия — границы, характеризующие перерыв в осадконакоплении и несогласное залегание комплексов.

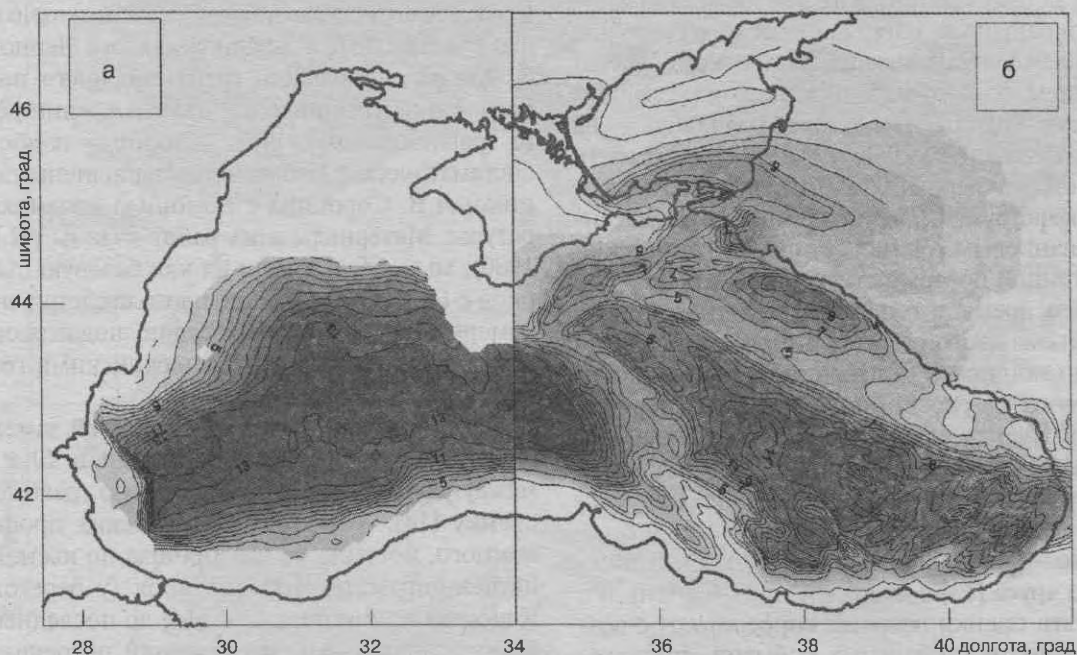


Рис. 2. Подошва кайнозойских отложений: а — по И. Финетти; б — по Д.А. Туголесову. Сечение изогипс через 1 км

В мощностях сейсмостратиграфических комплексов и в вычисленных средних значениях скорости осадконакопления устойчиво выявились три этапа развития черноморских котловин.

Первый этап, самый протяженный, охватывает время с эоцена (от границы Н/К акустического фундамента) по средний миоцен, включая сармат (до отражающей границы I/A₄). На этом этапе скорость осадконакопления в Западной и Восточной котловинах постепенно нарастала, но численно различалась несущественно: в палеоцене—эоцене составляла ~10 см/тыс. лет, в майкопе — несколько превышала 20 см/тыс. лет (таб-

лица). Это указывает на единство тектонического режима в Западной и Восточной котловинах, когда на протяжении свыше 50 млн лет обе котловины развивались как единое целое в границах первоначальных разломов при слабом горизонтальном растяжении, но вертикальное погружение дна котловин, т.е. скорость осадконакопления, не снижалось, а все время нарастало. Это можно объяснить, с одной стороны, внутренним положением структуры по отношению к громадной массе Альпийского коллизионного пояса и отсутствием степеней свободы для горизонтальных подвижек, а с другой — увеличением энергетического воздействия

поднимающегося мантийного диапира, который перерабатывал, поглощал нижние горизонты коры, создавая опускание дна, но энергии нисходящих мантийных потоков при этом было недостаточно для заметных горизонтальных движений вышележащей коры.

Около 10 млн лет назад наступил второй этап кайнозойской истории региона. На фоне вышеописанного непрекращавшегося глубинного воздействия мантийного диапира кора котловины испытала кратковременный инверсионный этап развития. Данные таблицы подтвердили важнейший факт кайнозойской истории Черного моря — существование в позднем миоцене тектонического рубежа, характеризующегося двойной сменой тектонического режима. Длительный режим растяжения коры сменился периодом кратковременного сжатия, а затем новым растяжением, которое продолжается и в настоящее время. В сейсмических данных МОВ эти инверсии проявлены в положении сейсмической границы (I/A_4) и сокращении мощности в подстилающем (средний—поздний миоцен) и перекрывающем (поздний миоцен—плиоцен) комплексах.

По данным бурения скважин [3], а также множественным профильным съемкам НСП, выполненным в Западной котловине [2], конец сарматского века и последующий за ним мэотический век характеризуются сильным сокращением площади морского бассейна, обмелением и даже осушением части морского бассейна, превращением Черного моря в систему опресненных озер. Орогенные подвижки рельефа проявились и на суше, что отразилось в оценках возраста складчатости по геоморфологическим данным. Так, палеогеоморфологические реконструкции, выполненные Н.И. Лысенко и Г.Е. Гришанковым [7], иллюстрируют сарматский возраст доорогенной поверхности Горного Крыма.

В настоящее время у геологов нет однозначного понимания объема этого регрессионного этапа ни по времени, ни по мощности отложений. О длительности рассматриваемого регрессионного периода (периода сжатия) можно судить только приблизительно. Если начало довольно согласованно признается подошвой мэотиса и возраст события И.С. Чумаков [12] определяет в 9,8 млн лет, то конец периода оценивается весьма расплывчато — от кровли мэотиса до кровли нижнепонтийского яруса [13] в диапазоне 5,3—6,5 млн лет. Тем не менее эти оценки возраста коррелируют с возрастом совокупности глобальных событий, происходивших в Средиземноморском поясе: начального этапа раскрытия Красноморского рифта и продвижения Аравийского континентального блока на север; инверсионной смены режима растяжения на сжатие в Черном море, что привело к его обмелению и частичному осушению, проявлению сжатия складчатых сооружений его обрамления, развитию множественных разломов и надвигов, новейших подвижек рельефа орогенов в Карпатском секторе, в Крыму, на Кавказе, в Малой Азии; и наконец, к началу иссушения Средиземного моря и накоплению там мощной толщи эвапоритов. Эта совокупность событий взаимосвязана и принадлежит одному временному этапу активизации тектонических движений.

Согласно нашим представлениям, для Черного моря этот период фронтального силового противостояния Черноморского диапира и Аравийского индентора закончился определенным паритетом сил — заложением вдоль Анатолийского побережья Черного моря протяженного Северо-Анатолийского разлома, по которому начался западный разворот всего Анатолийского блока. Таким образом, произошло разложение фронтального вектора напряжений на современную картину векторов, действующих в регионе.

Рассмотренный кратковременный тектонический период сжатия на Черном море перестроил всю последующую динамику накопления осадков акватории (таблица) и определил современный этап ее развития. Скорость осадконакопления резко возросла, и глубоководные котловины в этом отношении обособились. Начиная с плиоцена и в течение всего новейшего периода скорость накопления осадков в Западной котловине (~72 см/тыс. лет) в 1,5 раза превосходила аналогичные показатели для Восточной котловины (~56 см/тыс. лет). Причину подобного различия полагаем в отсутствии сжимающего воздействия Анатолийского блока в Западной котловине, оно проявилось лишь в Восточно-Черноморской котловине. Более того, разворачивающийся Анатолийский блок дополнительно создает эффект растяжения в западном секторе Черного моря.

Карты аномального гравитационного поля Черного моря. Выше упоминалось, что в изучении регионально-го гравитационного поля акватории наиболее ранние систематические наблюдения выполнены под руководством Л.В. Сорокина с помощью маятниковой аппаратуры. Материалы этих работ изданы (Н.Б. Сажина, 1980), мы использовали их как базовую съемку. В период с 60-х по 90-е гг. прошлого столетия сила тяжести измерялась с надводных судов, подавляющий объем наблюдений выполнен геленджикскими геофизиками НИМГЭ.

Среди зарубежных исследователей заметный вклад внес К. Боувин (США), который в 70-х гг. провел международную среднемасштабную гравиметрическую съемку [14]. Хотя гравиметрических профилей было немного, но часть из них прошла по южной наименее изученной части Черного моря (у берегов Турции). Качество этих материалов [14] до последнего времени было спорным. Мы исследовали погрешности путем прямого сопоставления материалов советской и американской гравиметрических съемок 70-х гг. Для этого из материалов гравиметрических съемок, выполненных НПО «Южморгеология», отобран профиль, практически совпадающий с одним из профилей съемки С. Боувена. Эти материалы сопоставлены не только между собой, но и с альтиметрическими базами Torex-gravity и Torex-relief. Среднеквадратическое расхождение наблюденных гравиметрических полей на профиле (после их совмещения в едином уровне) составило ± 2 мГал. В то же время среднеквадратическое расхождение набортных измерений (как для американских гравиметров, так и отечественных («Южморгеология»)) с Torex-gravity (после устранения систематического

расхождения) составило всего ± 3 мГал. Таким образом, в центральных открытых частях Черного моря средне-масштабные съемки 70-х гг. и современные альтиметрические данные практически равнозначны и удовлетворяют требованиям региональных гравиметрических съемок масштаба 1 : 1 000 000.

Как показано ранее [10], в береговой зоне и на континентальном склоне спутниковые наблюдения неприменимы. Расхождение по локальной компоненте гравитационного поля, оцененное нами на материалах съемок масштаба 1 : 50 000, составляет ± 20 мГал и ока-

зывается еще более нерегулярным по мере уменьшения размеров (периода) выделяемых локальных гравитационных аномалий.

На рис. 3 представлены карты гравитационных эффектов, составляющих основные геологические поправки при вычислении аномалий силы тяжести; рис. 3, а содержит карту суммарных гравитационных эффектов топографии дна Черного, Азовского морей — эффекты водного слоя и берегового горного рельефа в радиусе до 200 км. Шаг дискретизации исходных матриц рельефа при вычислении интегралов составил 2×2 км.

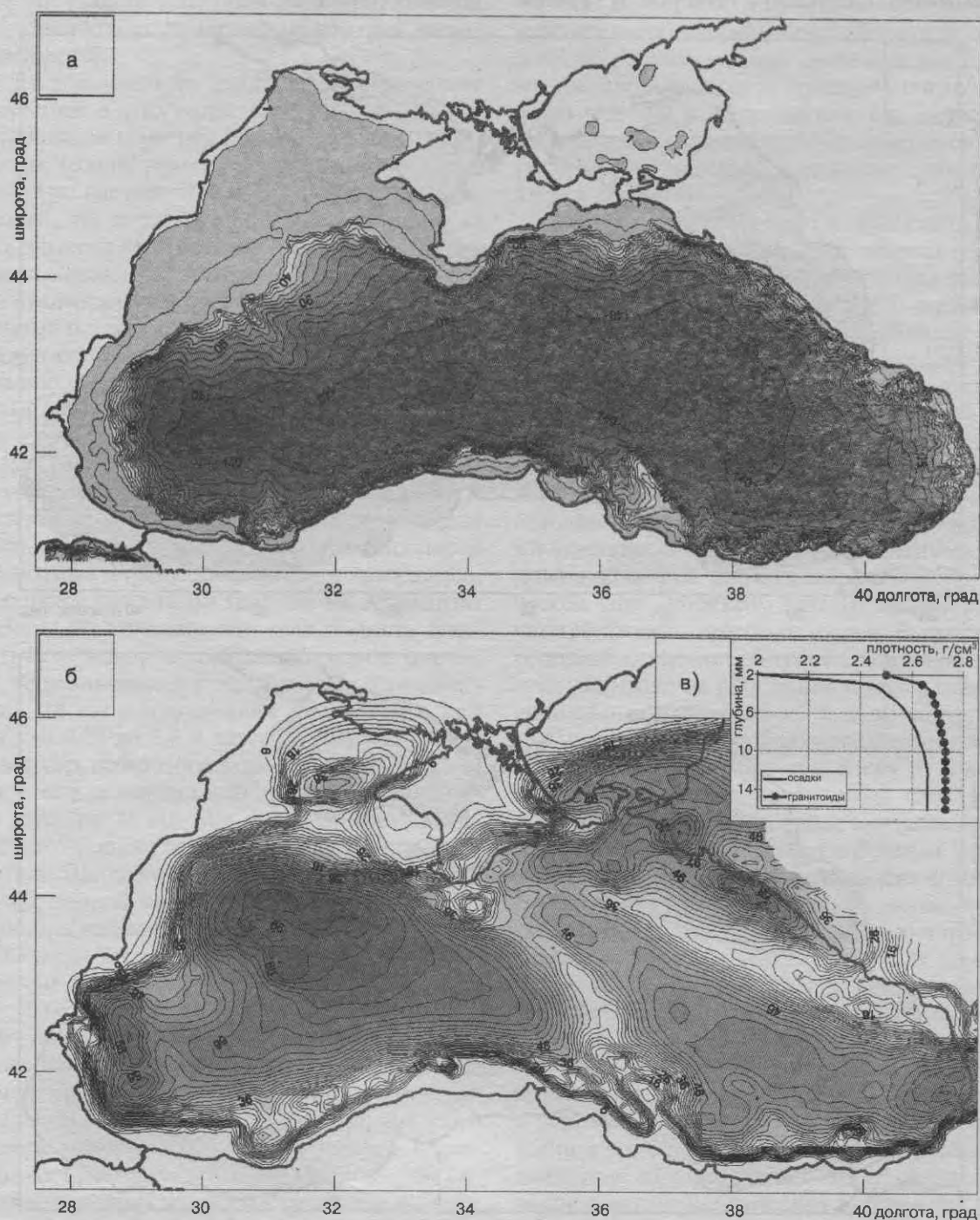


Рис. 3. Гравитационные эффекты на акваторию Черного и Азовского морей: а — водного слоя и береговых структур в радиусе 200 км (плотность приведения 2,30 г/см³); б — кайнозойского осадочного чехла (по Д.А. Туголесову); в — изменение плотности с глубиной по осадочному чехлу Черного моря и гранитоиднейсовому комплексу его обрамления. Сечение изоаномал: а — 1, 5 мГал; выше 10 мГал — через 10 мГал; б — 2 мГал

Плотность приведения всех гравитационных эффектов выбрана относительно плотности осадков, принятой равной $2,30 \text{ г/см}^3$. Публикуемую карту (рис. 3, а) можно использовать для вычислений аномалий Буге в профильных и площадных работах вплоть до масштаба $1 : 200\,000$. На рис. 3, б представлен гравитационный эффект всей осадочной толщи до подошвы кайнозойских отложений. Закон изменения плотности в осадках и вмещающем гранитогнейсовом слое альпийских складчатых сооружений показан на рис. 3, в. Разность между двумя кривыми на рис. 3, в характеризует изменение избыточной плотности с глубиной. В качестве

подошвы кайнозойских отложений использовалась карта фундамента в редакции Д.А. Туголесова (рис. 2, б).

На рис. 4, а представлена карта остаточных аномалий поля силы тяжести, полученная вычитанием из поля аномалий Буге гравитационного эффекта осадочной толщи (рис. 3, б). В остаточном поле содержатся эффекты от консолидированного основания акватории. В результате полосовой фильтрации этого поля мы выделили относительно низкочастотные эффекты от коровых и мантийных неоднородностей, которые характеризуют петроплотностную характеристику основания (рис. 4, б).

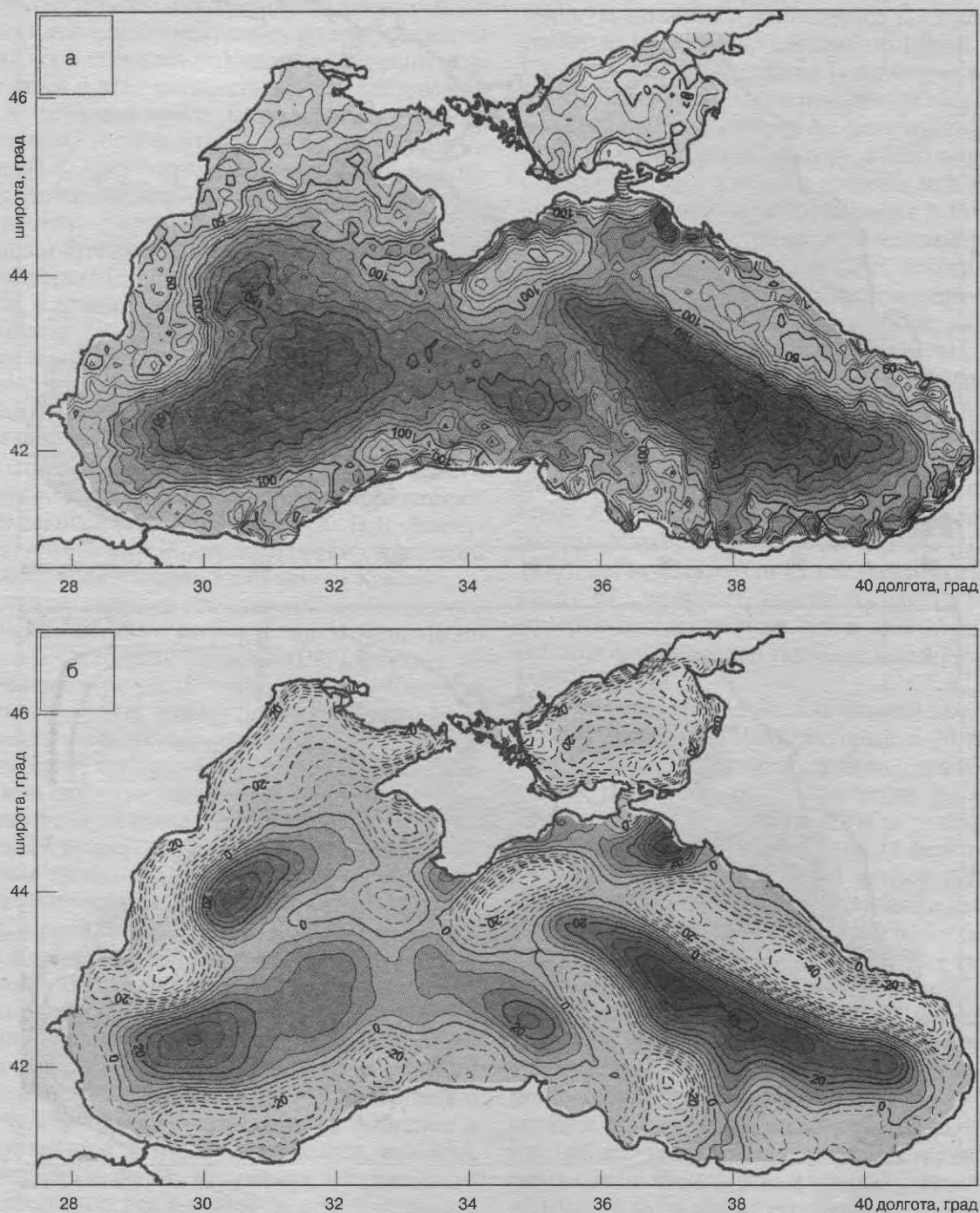


Рис. 4. Гравитационное поле с введенными поправками за эффекты водного слоя, рельефа береговых структур и осадочного комплекса (а); низкочастотные аномалии поля силы тяжести нижних горизонтов коры и верхней мантии (б). Сечение изоаномал: а — 10 мГал; б — 5 мГал

Оставшиеся и выделенные таким образом аномалии силы тяжести отражают гравитационный эффект структурно-плотностных неоднородностей слоя, заключенного между акустическим фундаментом и подошвой коры. Иными словами, это интегральное отражение вещественного состава блоков консолидированной коры.

Прежде всего обращают на себя внимание (рис. 4, б) центральные положительные гравитационные аномалии впадины, контуры которых, по мнению большинства исследователей, очерчивают субокеаническую кору с преимущественным содержанием гранулит-базитовых пород. Мы эти участки акватории рассматриваем как области современной активности и проявления восходящего диапира [9].

Одним из доказательств наличия диапира может быть присутствие в этих окнах явления переработки консолидированной коры или пород осадочного чехла. Для Восточно-Черноморского гравитационного максимума выполнено плотностное моделирование разреза. Если положить, что акустический фундамент (рис. 2, б) на крыльях впадины соответствует поверхности гранито-гнейсового основания, то глубоководный (11 км), узкий (50 км) центральный грабен, заполненный эоцен-олигоценными осадками, относительно вала Шатского (6 км) должен создавать отрицательную гравитационную аномалию. В поле же аномалий Буте (рис. 4, а) разность амплитуд в котловине и на вале Шатского составляет +80 мГал. Следовательно, помимо видимого в осадках центрального грабена под ним в консолидированной коре имеет место продолжение грабенообразной структуры, но плотность заполняющих ее пород должна быть выше, чем плотность вмещающих пород гранито-гнейсового и гранулит-базитового комплексов, продолжающихся под валами Шатского и Архангельского. Расчеты [8] показали, что если принять среднюю плотность эоцен-олигоценных пород равной $2,55 \text{ г/см}^3$, то вертикальная мощность зоны переработки составит 14 км с изменением плотности в ней сверху вниз от $2,55$ до $2,8$ и далее до $3,25 \text{ г/см}^3$. При этом учитывалось добавочное влияние границы корамантия на крыльях мантийного диапира, погружающейся до глубины 33 км. Мы полагаем, что кровля нисходящего мантийного потока отвечает подошве коры под поднятием Шатского.

Пространственное моделирование литосферы позволило оценить предельно возможное разуплотнение в сводовой части восходящего потока относительно более плотной невозмущенной мантии [8], которое составило $-0,06 \text{ г/см}^3$. В действительности величина разуплотнения должна быть еще меньше за счет распределения аномальности в большем интервале глубин верхней мантии, затронутых восходящим потоком. Если (по аналогии с другими регионами) принять это разуплотнение равным $-0,02 \text{ г/см}^3$, то подошва восходящего потока будет находиться на глубине $\sim 100 \text{ км}$, т.е. мы можем говорить только о мантийном диапире малоглубинного заложения с относительно пониженными температурой и пластическими свойствами.

Еще один довод в пользу существования активного диапира дает расчет аномалий изостатического состоя-

ния коры. Над центральной зоной котловины расположена [1] небольшая по амплитуде положительная изостатическая аномалия, которая подтверждена и более поздними расчетами ОИФЗ РАН [4]. М.Е. Артемьев [1] на основе своего опыта интерпретации связывал подобные аномалии с режимом воздымания литосферы, но для котловины Черного моря, где явно присутствовал режим опускания, возникло противоречие, поэтому он ограничился констатацией относительно спокойной обстановки для этого региона [1]. С ныне рассматриваемой тектонической позиции эти противоречия снимаются. Во-первых, отсутствие в котловине крупных изостатических аномалий свидетельствует о почти равновесном состоянии двух динамических процессов — воздымании диапира и одновременном погружении осадочной толщи. С другой стороны, небольшая положительная изостатическая нескомпенсированность указывает на некоторое преобладание масс воздымающегося диапира.

В Восточно-Черноморской глубоководной впадине гравитационная аномалия (в отличие от сейсморазведки, рис. 2, б) трассирует более протяженную область диапиризма и протягивается на юго-восток в пределы Аджаро-Триалетской складчатой области. Небольшой поворот простирания на восток указывает на стремление диапира развиваться в осевую зону Рионской впадины.

Положительные аномалии силы тяжести в западной и восточной частях бассейна обрамлены серией крупных отрицательных аномалий. Их плановое положение совпадает с известными из сейсморазведки поднятиями акустического фундамента. Генетически аномалии можно объяснить только разуплотнением в кристаллической коре, эффектом толстых блоков существенно кислого гранито-гнейсового состава. Высокоградиентные сопряжения аномалий (типа гравитационных ступеней) указывают на разломный характер сопрягающихся аномальных масс. На рис. 4, б по контурам отрицательных аномалий хорошо прослеживаются: границы опущенного блока Андрусова к югу от Крыма, контур поднятия Шатского, развернутый блок вала Архангельского, а также узколокализованные блоки, выделенные вдоль Анатолийского побережья Черного моря. Таким образом, все крупные поднятия фундамента восточной части Черного моря, выделенные сейсморазведкой МОВ, обладают существенно мощным по составу гранито-гнейсовым комплексом, и их можно отнести к субконтинентальному типу коры (количественные расчеты и моделирование подтверждают этот вывод).

Карта аномального магнитного поля Черного моря. При составлении карты ΔT была поставлена цель наилучшего детального покрытия акватории Черного моря и установления связи между магнитным полем акватории и его берегового обрамления. Чтобы исключить появление на карте “белых пятен” допущено использование магнитометрических материалов, как обработанных и увязанных в единый массив, так и частично оставшихся “не сбитыми” по уровню. Для этих участков, относящихся в основном к западному береговому обрамлению Черного моря, главная задача заключалась

в прослеживании структурных взаимоотношений между локальными особенностями аномального поля акватории и суши.

Для построения карты привлечены следующие материалы (рис. 5, а):

1) компьютерные файлы профильных гидромагнитных наблюдений, выполненных в 1967—1994 гг.

ПО “Южморгео”. Авторами этих съемок в разные годы были Б.Д. Углов, В.А. Лыгин и др. Частично эти материалы использовал В.В. Соловьев в 1983 г. В совокупности эти материалы до нас не обрабатывались, а карты по ним не публиковались;

2) компьютерные файлы детальной площадной гидромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000, выполненной

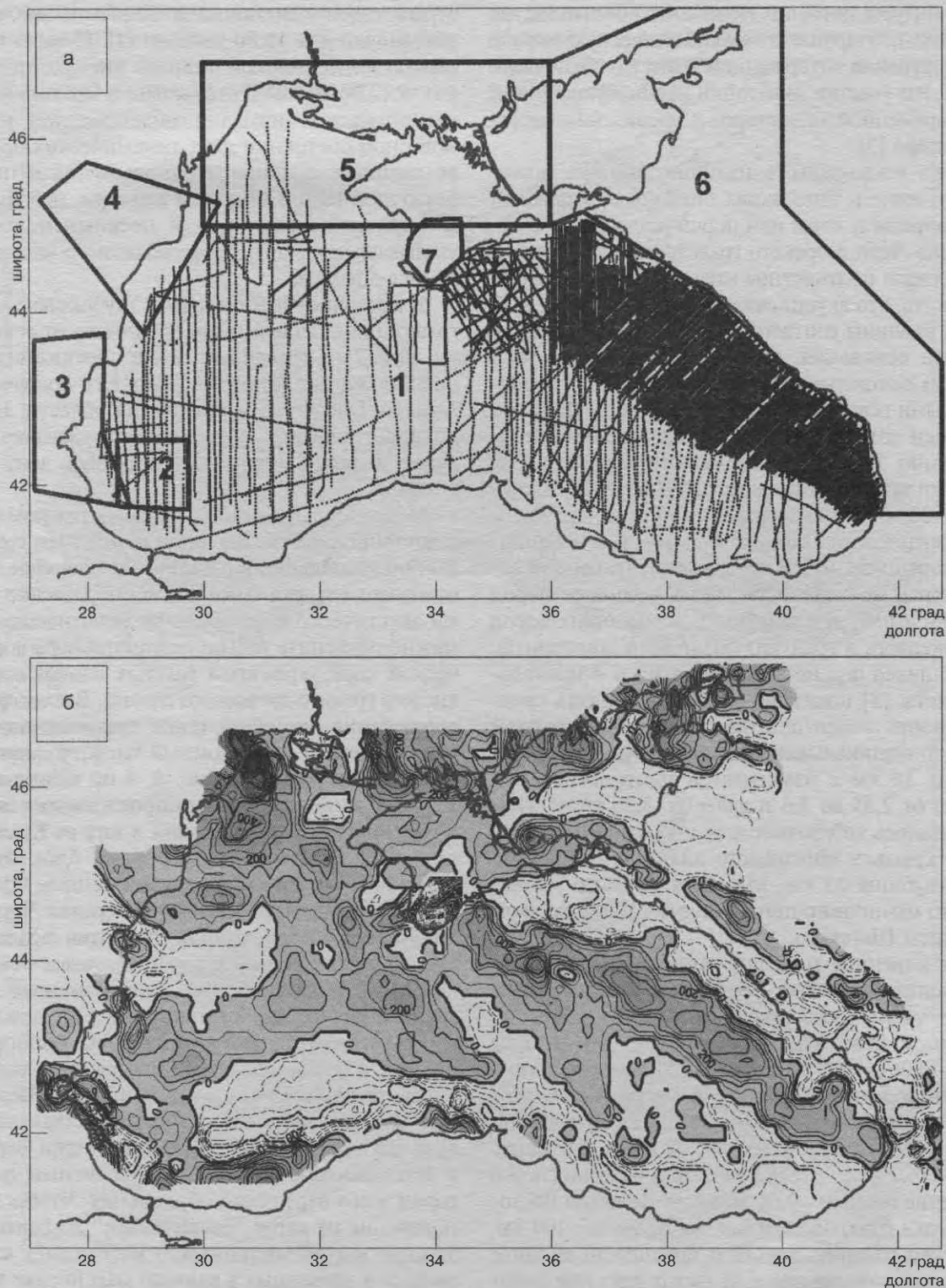


Рис. 5. Схема картографического материала, использованного при построении карты магнитного поля Азово-Черноморского региона (а); аномальное магнитное поле Азово-Черноморского региона, ΔT (б): а — пояснение к границам участков, в пределах которых использованы материалы разных организаций, см. в тексте; б — сечение изолиний 50 нТл

в 1991 г. на шельфе болгарского сектора Черного моря в рейсе НИС "Московский университет", авторы: В.Р. Мелихов, А.М. Шамаро, П.Н. Куприн, материалы съемки ранее не публиковались;

3) карта-схема результатов гидромагнитных съемок 1969, 1975, 1976 гг. у побережья Болгарии, авторы Б.В. Осипов, Б.Д. Углов, Я.П. Маловицкий. Материалы совместно с данными А. Григорова по суше опубликованы в 1979 г. в монографии [2];

4) карта-схема результатов гидромагнитной съемки (D.V. Romanescu et al., 1975) вдоль румынского побережья, опубликованная совместно с данными по суше в 1979 г. [16];

5) результаты государственной аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 северо-западной части Черного моря, Северного Крыма и западной части Азовского моря. Детальные площадные гидромагнитные съемки треста "Днепргеофизика", выполненные в 1968, 1972—1974 гг. к западу от Крымского п-ова; авторы А.Я. Красношек, В.И. Самсонов, А.Н. Вихрицкий. Полученные результаты опубликованы в 1988 г. и вошли в сводный лист L-36 карты аномального магнитного поля СССР;

6) результаты аэромагнитной съемки по восточной части Азовского моря и Черноморскому побережью Кавказа, изданные в карте аномального магнитного поля СССР, лист 7, масштаб 1 : 250 000, 1974 г.;

7) карта поля Z_a наземной магнитометрической съемки горной части Крыма, опубликована как врезка в карты аномального магнитного поля СССР масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 в 1988 г.

Новая редакция обобщенной карты магнитного поля ΔT представлена на рис. 5, б. Электронный вид числовых материалов позволил рассчитать ряд дополнительных карт, в том числе карты намагниченности магнитоактивного слоя в различных моделях на его толщину, глубину и форму поверхности акустического фундамента (модели Д.А. Туголесова и И. Финетти).

Некоторые исследователи пытаются использовать магнитные аномалии в Черном море для геохронологической привязки альпийских и постальпийских тектонических событий подобно тому, как это делается для районов срединно-океанических хребтов. Мы уверены, что присутствие субконтинентальной коры почти под всей акваторией Черного моря практически исключает эту методику из анализа магнитного поля. Тектоническая структура глубоководной котловины формировалась начиная с позднего олигоцена—раннего миоцена. До начала плейстоцена, когда совершилась последняя по времени смена знака полярности магнитного поля, здесь произошло не менее 74 обращений знака полярности поля. Поэтому хронологическая привязка районов положительной и отрицательной намагниченности невозможна. Мы задачу интерпретации магнитных аномалий над Черным морем ставили как задачу разделения сложного явления намагниченности на составляющие, задачу выделения информации, обусловленной не только возрастом контролирующих тектонических элементов, но и геодинамическими условиями образования, глубиной залегания и влиянием петрографического состава магнитоактивных тел.

В структуре аномального магнитного поля Черноморского региона резко выделяются три крупные площади: северная платформенная, котловина самого моря и южная горно-складчатая область. Каждому из этих районов присущи свои амплитуды и простирания аномального магнитного поля.

Северный район охватывает зону сочленения Украинского щита (УЩ) с расположенными южнее областями Мизийской и Скифской плит. Магнитные аномалии северных бортов Причерноморского и Индоло-Кубанского прогибов отражают зональный план расположения метаморфических пород в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Установлена высокая магнитная активность широко развитых здесь гнейсов, мигматитов, метасоматических гранитов, а также диабазов, гипербазитов и других пород основного состава. Источниками магнитных аномалий в байкальском фундаменте Центральной Добруджи, на Мизийской плите, Грузинской глыбе помимо отмеченных пород могут быть зеленокаменные сланцы. На Скифской плите магнитная активность разреза связана с породами ультраосновного и основного состава, проникшими в фундамент по ослабленным широтным зонам на позднегерцинском этапе развития этой территории.

Граница между УЩ и указанными молодыми платформенными образованиями четко трассируется по смене простирания магнитных аномалий с меридионального для УЩ на субширотное.

Для Скифской плиты характерно субширотное простирание со слабыми знакопеременными аномалиями в Степном Крыму и Азовском море. Мизийская плита охватывает практически всю западную и северо-западную часть акватории Черного моря, продолжаясь на сушу южнее Карпат. Преимущественное простирание аномалий северо-восточное, у западных берегов Черного моря сменяется на западное, северо-западное. Дугообразное простирание этих аномалий в северо-западной части Черного моря хорошо согласуется с известными выходами коренных пород Северной Добруджи. Из-за отсутствия данных о магнитном поле на сухопутную часть Румынии южнее такая корреляция не приведена. Таким образом, по гравитационным и магнитным данным южная граница платформенного основания в пределах акватории Черного моря проводится от широты северной части Бургасского залива с общим простиранием на северо-восток до южного берега Крымского п-ова. Далее, огибая с юга Крымский п-ов и поднятие Андрусова, граница трассируется по зоне максимальных значений Ялтинско-Батумской положительной магнитной аномалии, принадлежащей поднятию Шатского. Южнее и западнее обозначенной границы в пределах акватории также встречаются отдельные блоки субконтинентальной утоненной коры (вал Архангельского, Понтийские блоки) [9].

Южный субширотный район Черноморской впадины представлен горными и подводными складчатыми сооружениями Восточной Стары Планины и Бургасского синклинория на западе и Понтийских гор северной Анатолии на востоке. Главная черта аномального магнитного поля — преобладание высокоинтенсивных

линейных аномалий, преимущественно положительных (200–400 нТл) в западной части и отрицательных (–(200–300) нТл) в восточной. Близбереговые локальные аномалии группируются в сравнительно узкие зоны. Их геологическая природа связана в основном с обрушением узких блоков континентальной коры, образованной в результате коллизии альпийского возраста. Значительную часть этих блоков составляют раздробленные остатки более древних континентальных образований, а также эффузивы позднемелового и палеогенового возраста, в ряде случаев установленные геологическими работами [6].

В центральной, наиболее погруженной части Черноморского бассейна прежде всего обращают на себя внимание низкие, почти нулевые значения аномального магнитного поля. Этот факт весьма неожиданный, так как по аналогии с современными рифтовыми зонами океанов и направлением вектора нормального геомагнитного поля в котловине должна быть положительная магнитная аномалия. Причина этого кажущегося несоответствия заключается в различии динамических характеристик двух рассматриваемых восходящих потоков. В срединно-океанических рифтовых зонах, как правило, действует глубинный высокотемпературный астеносферный поток с высокими пластическими свойствами. Этот поток, имея промежуточную камеру, периодически выбрасывает порции базальтового расплава в зону низкого гидростатического давления, т.е. на поверхность океанского дна, каждый раз создавая новую систему трещин. Ввиду периодичности излияний (от нескольких лет до нескольких десятков лет) новообразованные породы успевают кристаллизоваться и намагнититься в соответствии с современным геомагнитным полем, создавая центральную положительную аномалию.

В рифтовом грабене Восточно-Черноморской котловины действует восходящий поток менее глубинного мантийного заложения с относительно низкими пластическими свойствами. Его воздействие на низы коры непрерывно и более стабильно во времени, но обладает меньшими энергетическими возможностями на разрыв коры, прямое внедрение и латеральный раздвиг коры нисходящими потоками. В сводовой части диапира происходит постоянное поглощение пород нижних горизонтов рифтогенного грабена, переработка и вынос этих пород. Из-за низкой пластичности диапира относительно перерабатываемых осадков рифтовой зоны, а также большой глубины и высокого гидростатического давления прорыв мантийного вещества вверх по разрезу ограничен. С другой стороны, глубокий прогрев вещества рифта выше точки Кюри, хотя и повышает основность слагающих его пород, но препятствует образованию сколько-нибудь значительной твердой намагниченной корки. Этим и объясняются низкие (почти нулевые) значения аномального магнитного поля непосредственно над глубоководной котловиной.

Что касается нисходящих потоков, то они, по-видимому, сильно обогащены газообразными и жидкими флюидами, как поступившими с больших глубин, так

и вновь образованными в процессе высокотемпературной переработки осадочных пород. Разгрузка этих флюидов происходит частично в глубоководной части впадины, но основная масса разгружается на всем протяжении нисходящих ветвей диапира, проскальзывающих вдоль подошвы твердой коры на границе Мохо. В условиях контакта с относительно холодной кристаллической корой, обладающей развитой системой трещин, становятся возможными вулканические внедрения, излияния и гидротермальный метаморфизм, что приводит к образованию в коре намагниченных пород. Это подтверждается распределением и морфологией положительных магнитных аномалий, отмечаемых над валами Шатского, Архангельского. Здесь все максимумы магнитных аномалий и соответственно наибольшие по объему зоны разгрузки распределяются вдоль границ указанных блоков, обращенных к глубоководной рифтогенной впадине (рис. 5, б). По мере удаления от внешних краев блоков магнитное поле по амплитуде уменьшается, и его аномальные особенности проявляются в транзитных линейных зонах поперечных вертикальных разломов. Обе указанные положительные зоны сходятся на северо-западе и в западной части поднятия Андрусова формируют единую аномальную область.

В Западной котловине отмечается та же природа линейных положительных магнитных аномалий. Однако имеется отличие в формировании этих зон, которое определяется динамикой движения коры. Здесь выделяются (по положительным гравитационным аномалиям) две взаимно перпендикулярных зоны растяжения коры. Одна протягивается с юго-запада на северо-восток вдоль оси впадины, а вторая является элементом разломной зоны Одесса—Синоп и на рассматриваемом участке параллельна валу Архангельского вдоль его западного крыла. Характерно, что в Западной котловине магнитное поле асимметрично. Положительная аномальная магнитная зона присутствует лишь вдоль северо-западного крыла глубоководной котловины, где континентальная кора уже длительное время находится в режиме накопления продуктов дегазации мантийного диапира. Юго-восточное крыло котловины имеет слабоотрицательное магнитное поле, близкое к нулю. Здесь вследствие разворота Анатолийской плиты кора испытывает реальное растяжение, погружение с переработкой диапиром ее нижних горизонтов и смещением осевой части на юго-запад. Именно отсутствие консолидированной коры, высокая скорость погружения, прямой контакт мощной осадочной толщи с мантийными ультраосновными породами являются причинами близкого к нулю аномального магнитного поля в обеих глубоководных котловинах Черного моря.

Заключение. Обобщение изданных и ранее не опубликованных геофизических материалов, их переработка позволили создать электронную версию карт геофизических полей масштаба 1 : 1 000 000 на всю акваторию Черного, Азовского морей, включая значительную часть сухопутного обрамления территории. Новый электронный альбом содержит карты рельефа дна, сейсмические карты раздела осадочного чехла,

гравиметрические карты, карты магнитных полей и их трансформант.

Предварительный геологический анализ полного комплекта геофизических полей оказался весьма продуктивен и позволил сделать следующие выводы.

В консолидированном основании под акваториями Черного и Азовского морей почти повсеместно находятся породы, относящиеся к гранито-гнейсовому комплексу и имеющие плотности 2,67–2,75 г/см³. В тектоническом отношении это остатки расколотых и перемещенных блоков Скифской и Мизийской плит.

Аномальными участками на рассматриваемой территории являются глубоководные части Западной и Восточной котловин, где общепризнан факт отсутствия гранитного комплекса. Эти "окна" — активные участки переработки коры и осадочного чехла мантийным диапиром, который заложен в начале альпийского времени и на первом этапе объединял Западную и Восточную котловины, обуславливая единый тектонический режим осадконакопления в них. В мзотисе с началом раскрытия Красноморского рифта и продвижением Аравийского континентального блока на север Черноморский бассейн сильно обмелел, его площадь сократилась, Черное море превратилось в систему опресненных озер. Однако наличие активного диапиризма не только не способствовало закрытию Черноморского бассейна, но и привело к перераспределению вектора фронтального давления аравийского индентора с выделением основного западного направления, где заложен Северо-Анатолийский разлом, по которому на протяжении 10 млн лет продолжается разворот всего Анатолийского блока.

Начиная с плиоцена Восточная и Западная котловины Черного моря развиваются в разных тектонических условиях. Восточная котловина по-прежнему находится в условиях сжатия, когда жесткий блок литосферы Восточно-Европейской платформы с севера и континентальный блок Анатолии (под воздействием Аравийского клина) с юга не позволяют развиваться Восточно-Черноморскому диапиру. Его силовое тектоническое значение (энергетическое воздействие) ограничивается вертикальной переработкой нижнего осадочного комплекса и горизонтальным выносом переработанного материала вместе с мантийным нисходящим потоком под поднятие Шатского, Кавказ, Скифскую плиту на севере. Для Западной котловины характерен режим слабого растяжения за счет разворота Анатолийской плиты против часовой стрелки и ее движения на юго-запад.

Положительные магнитные аномалии подобно отрицательным гравитационным аномалиям также определяются присутствием блоков с субконтинентальной корой. В обрамлении глубоководных мантийных "окон" эти континентальные блоки, несущие в себе элементы и разломы прошлых тектонических событий, а также современные зоны трещиноватости, которые являются проводниками, формируют области разгрузки флюидов нисходящих мантийных потоков. Судя по амплитуде, положению и форме магнитных аномалий, максимальный объем переотлагающегося магнитного материала накапливается непосредственно в зоне контакта с мантийным диапиром. По мере удаления от центра диапиризма количество магнитного материала в субконтинентальных блоках фундамента убывает.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М., 1975.
2. Геология и гидрология западной части Черного моря / Отв. ред. Я.П. Маловицкий. София, 1979.
3. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975.
4. Кабан М.К. Изучение изостазии литосферы. М., 1988.
5. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И. и др. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 2000. № 1.
6. Короновский Н.В., Ламизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А. Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов к западу от Аравийского клина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1.
7. Лысенко Н.И., Гришанков Г.Е. Некоторые замечания к неоген-четвертичной истории развития рельефа Горного Крыма // Комплексные исследования Черноморской впадины. М., 1972.
8. Мелихов В.Р., Лыгин В.А., Лыгин И.В. Структура земной коры на границе плит вдоль континентального склона Анапа-Туапсинской зоны // Сборник тр. 4-х геофизических чтений им. В.В. Федьнского. М., 2003.
9. Мелихов В.Р., Лыгин И.В. Геодинамическое состояние литосферы Восточного Черноморья в кайнозойское время // Разведка и охрана недр. 2004. № 4.
10. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Булычев А.А., Лыгин В.А. Применение спутниковых данных для изучения гравитационного поля в океанах и внутренних морях // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. науч. тр. / Под ред. В.К. Хмелевского. М., 2004.
11. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985.
12. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. Т. 12.
13. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Финетти И. и др. Особенности морфологии поверхностей раздела разновозрастных осадков в Черном море // Океанология. 2002. Т. 42. № 2.
14. Bowin C., Scherr E., Smith W.K. Depth Estimates from Ratios of Gravity, Geoid and Gravity Gradient Anomalies // Geophysics. 1986. Vol. 51. P. 123–136.
15. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Bull. Geofisica Teor. Ed. Appl. 1988. Vol. 30. P. 117–118.
16. Romanescu D.V., Rosca A. Soare. Contribution a l'interpretation de la carte magnetique sur la plate-forme continentale de la Mer Noire du large des cotes roumaines // Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. (ser. De Geophys.). 1975. Vol. 19, N 1.