

Российская академия наук  
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences  
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



## Transactions of the Geological Institute

---

*Founded in 1932*  
Vol. 598

**V.G. Trifonov, A.E. Dodonov, D.M. Bachmanov, T.P. Ivanova,  
A.S. Karakhanian, V.S. Imaev, S.P. Nikiforov, A.I. Kozhurin,  
O.Ammar, M.Rukieh, A.-M. Al-Kafri, H.Minini,  
Sh.Al-Yusef, O.Ali, N.N. Grib, V.N. Solov'ev,  
L.P. Imaeva, A.V. Kachaev, A.A. Syasko,  
T.V. Guseva, M.Ali, T.Zaza, A.Yusef**

**Neotectonics, recent geodynamics  
and seismic hazard of Syria**

Moscow  
GEOS  
2012

## Труды Геологического института

---

*Основаны в 1932 году*  
Вып. 598

**В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова,  
А.С. Караханян, В.С. Имаев, С.П. Никифоров, А.И. Кожурин,  
О.Аммар, М.Рукие, А.-М. Аль-Кафри, Х.Минини,  
Ш.Аль-Юсеф, О.Али, Н.Н. Гриб, В.Н. Соловьёв,  
Л.П. Имаева, А.В. Качаев, А.А. Сясько,  
Т.В. Гусева, М.Али, Т.Заза, А.Юсеф**

**Неотектоника, современная геодинамика  
и сейсмическая опасность Сирии**

Москва  
ГЕОС  
2012

УДК 51.2/3  
ББК  
Т 78

Ответственные редакторы:  
*В.Г. Трифонов, О.Аммар*

Редакционная коллегия:  
*М.А. Федонкин* (главный редактор), *С.Д. Соколов* (заместитель главного редактора),  
*Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, В.А. Захаров,*  
*А.И. Кожурин, В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской*

Рецензенты:  
*Ю.Г. Леонов, П.А. Игнатов*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. —  
ISSN 0002-3272  
Т 78 Вып. 598: Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Трифонов В.Г.,  
Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Караханян А.С. и др.; Отв. ред. В.Г. Трифонов, О.Аммар. —  
М.: ГЕОС, 2012. — 216 с. + 12 с. цв. вклейки + 4 печ. л. цв. вкладок; ил.  
ISBN

Неотектоника, вулканизм и структурные изменения на территории Сирии в олигоцен–квартере описаны в первой части на фоне эволюции всего Аравийско–Кавказского региона. Вторая часть посвящена активным разломам и деформациям, современным движениям, сейсмичности и модели современной геодинамики Сирии. В третьей части представлены сейсмогенерирующие зоны, детерминистическая (в баллах *MSK*) и вероятностные (в величинах ускорений для разных интервалов повторяемости) оценки сейсмической опасности Сирии. Приложены цветные карты неотектоники и современной геодинамики.

Книга представляет интерес для тектонистов и сейсмологов.

ББК

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований  
по проекту № 12-05-07024  
Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editors:  
*V.G. Trifonov, O.Ammar*

Editorial Board:  
*M.A. Fedonkin* (Editor-in-Chief), *S.D. Sokolov* (Deputy Editor-in-Chief),  
*Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, V.A. Zakharov,*  
*A.I. Kozhurin, V.B. Kurnosov, Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy*

Reviewers:  
*Yu.G. Leonov, P.A. Ignatov*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 598: Neotectonics, recent geodynamics and seismic hazard of Syria / Trifonov V.G., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Ivanova T.P., Karakhanian A.S. et al.; Ed. by V.G. Trifonov, O.Ammar. — Moscow: GEOS, 2012 — 216 p. + 12 p. color inset + 4 sh. color insert; ill.  
ISBN

Neotectonics, volcanism, development during the Oligocene–Quaternary and position of Syrian territory in the Late Cenozoic evolution of the Arabian–Caucasus region are described in the first part. The second part consists of descriptions of active faults and deformation, results of the GPS measurements, analysis of seismicity and the model of recent geodynamics of Syria. The third part results seismic zones and seismic hazard assessment of Syria in the deterministic (in the *MSK* scale) and probabilistic (in values of acceleration for the different intervals of frequency) manners. The coloured maps of neotectonics and recent geodynamics are applied.

The book is interesting for tectonists and seismologists.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research,  
grant № 12-05-07024  
The edition of the RFBR isn't subject for sale

ISBN

© Авторы, 2012  
© ГИН РАН, 2012  
© ГЕОС, 2012

# Оглавление

<b>Введение</b> (В.Г. Трифонов) .....	11
---------------------------------------	----

## Часть первая Неотектоника и позднекайнозойская геодинамика

<b>Глава 1. Задачи неотектонического изучения Сирии</b> (В.Г. Трифонов) .....	15
---	----

<b>Глава 2. Неотектонические провинции и их новейшая структура</b> (В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, М.Рукие, О.Аммар, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов, Х.Минини, А.-М. Аль-Кафри, Т.Заза, А.Юсеф, О.Али, М.Али) .....	17
--	----

2.1. Неотектоническая карта Сирии .....	17
2.2. Левантинская впадина Средиземного моря .....	20
2.3. Пограничная область между Левантинской впадиной и Аравийской плитой .....	23
2.4. Северо-западная пограничная область между Аравийской и Анатолийской плитами .....	31
2.5. Вулканическая провинция Джебель Араб .....	34
2.6. Пальмириды .....	34
2.7. Алеппское плато и северо-западная часть Месопотамского прогиба .....	36
2.7.1. Общая характеристика .....	36
2.7.2. История изучения позднекайнозойских отложений и террас Евфрата .....	40
2.7.3. Долина Евфрата между водохранилищем Асада и г. Абу-Камаль .....	44
2.7.4. Позднекайнозойский Евфратский разлом .....	49
2.7.5. Поперечные разломы и зоны деформаций долины Евфрата .....	51
2.8. Стабильная часть Аравийской плиты (провинция Рутба) .....	53
2.9. Новейшие впадины на границах провинций .....	55

<b>Глава 3. Позднекайнозойская эволюция территории Сирии</b> (В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов) .....	56
--	----

<b>Глава 4. Положение территории Сирии в новейшей структуре Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса</b> (В.Г. Трифонов, Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова, А.И. Кожурин) .....	62
---	----

4.1. Главные элементы новейшей структуры Аравийско-Кавказского сегмента .....	62
4.2. Загрос и Юго-Восточная Турция .....	66
4.3. Позднекайнозойская эволюция Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и обрамлений Аравийской плиты .....	76

<b>Глава 5. Позднекайнозойский (олигоцен-четвертичный) вулканизм</b> (В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов, М.Рукие, О.Аммар, О.Али) .....	82
--	----

5.1. Общие черты геологии и геохимии позднекайнозойского вулканизма Сирии .....	82
---	----

5.2. Новые данные о возрасте позднекайнозойских базальтовых извержений .....	86
5.3. История позднекайнозойского вулканизма Сирии на фоне геодинамической эволюции региона .....	90
5.4. Позднекайнозойский вулканизм Сирии как часть кайнозойского вулканизма Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса .....	94
<b>Глава 6. Позднекайнозойская геодинамика территории Сирии в контексте геодинамической эволюции Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса (В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова) .....</b>	<b>97</b>

## Часть вторая

### Активная тектоника и современная геодинамика

<b>Глава 7. Содержание сеймотектонической основы для оценки сейсмической опасности территории Сирии (В.Г. Трифонов) .....</b>	<b>101</b>
<b>Глава 8. Активная разломная тектоника (В.Г. Трифонов, Д.М. Бачманов, А.Е. Додонов, Т.П. Иванова, А.С. Караханян, О.Али) .....</b>	<b>102</b>
8.1. Активные разломы .....	102
8.2. Возможно активные разломы .....	113
<b>Глава 9. Геофизическое изучение активных разломов (А.А. Сясько, Н.Н. Гриб, А.В. Качаев, В.С. Имаев, Д.М. Бачманов, В.Г. Трифонов, М.Али) .....</b>	<b>116</b>
9.1. Методы и техническое обеспечение исследований .....	116
9.2. Геофизические данные об активных разломах .....	117
9.3. Геофизические данные о возможно активных разломах .....	118
<b>Глава 10. Позднечетвертичные деформации береговых линий Средиземного моря (А.Е. Додонов, В.Г. Трифонов, Т.П. Иванова, Д.М. Бачманов, О.Али) .....</b>	<b>119</b>
10.1. Общие замечания .....	119
10.2. Методические аспекты .....	123
10.3. Геологическое строение и литоминералогическая характеристика отложений нижних террас .....	123
10.4. Палинологические результаты .....	127
10.5. <sup>230</sup> Th/U датирование раковин моллюсков из нижних террас и их геохронология .....	128
10.6. Проявления активной тектоники в деформациях морских террас .....	130
<b>Глава 11. Сейсмичность .....</b>	<b>132</b>
11.1. Инструментальная сейсмичность (В.Г. Трифонов, В.С. Имаев) .....	132
11.2. Сильные исторические землетрясения (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян) .....	133
11.3. Археосейсмичность (В.Г. Трифонов, А.С. Караханян) .....	137
11.3.1. Использование археологических данных для изучения активных разломов .....	137
11.3.2. Повреждения и разрушения археологических объектов как индикаторы сейсмических воздействий .....	142
11.4. Палеосейсмичность (А.И. Кожурин, Д.М. Бачманов, В.Г. Трифонов) .....	145
11.5. Реконструкция плейстосейстовых областей путём совместного анализа данных об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности (В.Г. Трифонов) .....	148

<b>Глава 12. Современные тектонические движения по данным GPS измерений (В.Г. Трифонов, Ш.Аль-Юсеф, А.Е. Додонов, Т.В. Гусева) .....</b>	<b>150</b>
12.1. Сеть GPS пунктов .....	150
12.2. Методика исследований и характеристика аппаратуры .....	152
12.3. Предварительные результаты GPS измерений 2005–2008 гг. ....	156
<b>Глава 13. Модель современной геодинамики территории Сирии и её окружения (В.Г. Трифонов) .....</b>	<b>160</b>

## Часть третья

### Оценка сейсмической опасности территории Сирии

<b>Глава 14. Сейсмогенерирующие зоны (В.Г. Трифонов) .....</b>	<b>165</b>
<b>Глава 15. Детерминистическая оценка сейсмической опасности (В.С. Имаев, Л.Н. Имаева) .....</b>	<b>175</b>
<b>Глава 16. Вероятностная оценка сейсмической опасности (С.П. Никифоров, В.Н. Соловьёв) .....</b>	<b>179</b>
16.1. Метод логического дерева оценки сейсмической опасности для Сирии .....	179
16.2. Сейсмологическая модель .....	180
16.3. Декластеризация каталога .....	182
16.4. Оценка максимальной магнитуды в зонах .....	182
16.5. Механизмы движения по разлому .....	182
16.6. Модели затухания .....	183
16.7. Технология и результаты расчета сейсмической опасности .....	183
<b>Заключение (В.Г. Трифонов) .....</b>	<b>191</b>
<b>Литература .....</b>	<b>193</b>

## Приложение

Приложение 1. Неотектоническая карта Сирии и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 .....	на вкладке
Приложение 2. Карта современной геодинамики Сирии и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 .....	на вкладке
Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и ее обрамления .....	205

## Content

Introduction (V.G. Trifonov) .....	11
------------------------------------	----

### The first part Neotectonics and Late Cenozoic geodynamics

<b>Chapter 1. Problems of neotectonics in Syria (V.G. Trifonov) .....</b>	<b>15</b>
<b>Chapter 2. Neotectonic provinces and their Late Cenozoic structure (V.G. Trifonov, A.E. Dodonov, M.Rukieh, O.Ammar, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, H.Minini, A.-M. Al-Kafri, T.Zaza, A.Yusef, O.Ali, and M.Ali) .....</b>	<b>17</b>
2.1. Neotectonic Map of Syria .....	17
2.2. Levantin basin of the Mediterranean .....	20
2.3. Western Boundary Province between the Levantin basin and the Arabian plate .....	23
2.4. North-western Boundary Province between the Arabian and Anatolian plates .....	31
2.5. Jebel Arab Volcanic Province .....	34
2.6. Palmyrides .....	34
2.7. Aleppo Plateau and north-western part of the Mesopotamian Basin .....	36
2.7.1. General characteristics .....	36
2.7.2. History of studies of the Late Cenozoic deposits and terraces of the Euphrates River .....	40
2.7.3. Euphrates valley between the Assad Reservoir and the town of Abu Kamal .....	44
2.7.4. The Late Cenozoic Euphrates fault .....	49
2.7.5. Transverse faults and zones of deformation of the Euphrates valley .....	51
2.8. Stable part of the Arabian plate (Rutbah Province) .....	53
2.9. Young basins in the province boundaries .....	55
<b>Chapter 3. Late Cenozoic evolution of the Syrian territory (V.G. Trifonov and A.E. Dodonov) .....</b>	<b>56</b>
<b>Chapter 4. Position of Syrian territory in the Late Cenozoic structure of the Arabian–Caucasus segment of the Alpine–Himalayan orogenic belt (V.G. Trifonov, D.M. Bachmanov, T.P. Ivanova, and A.I. Kozhurin) .....</b>	<b>62</b>
4.1. Main elements of the Late Cenozoic structure of the Arabian–Caucasus segment .....	62
4.2. Zagros and South-Eastern Turkey .....	66
4.3. Late Cenozoic evolution of the Arabian-Caucasus segment of the Alpine-Himalayan belt and the Arabian plate surrounding .....	76
<b>Chapter 5. Late Cenozoic (Oligocene–Quaternary) volcanism (V.G. Trifonov, A.E. Dodonov, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, M.Rukieh, O.Ammar, and O.Ali) .....</b>	<b>82</b>
5.1. General geological and geochemical features of Late Cenozoic volcanism in Syria .....	82

5.2. New ages of Syrian Late Cenozoic basalts .....	86
5.3. Late Cenozoic history of Syrian volcanism in comparison with geodynamic evolution of the region .....	90
5.4. The Late Cenozoic Syrian volcanism as a part of Cenozoic volcanism of the Arabian-Caucasus segment of the Alpine-Himalayan belt .....	94

<b>Chapter 6. Late Cenozoic geodynamics of Syrian territory in context of geodynamic evolution of the Arabian–Caucasus segment of the Alpine–Himalayan belt (V.G. Trifonov and T.P. Ivanova) .....</b>	<b>97</b>
--	-----------

### The second part Active tectonics and recent geodynamics

<b>Chapter 7. Principles of seismotectonic base for seismic hazard assessment of the territory of Syria (V.G. Trifonov) .....</b>	<b>101</b>
<b>Chapter 8. Active faulting (V.G. Trifonov, D.M. Bachmanov, A.E. Dodonov, T.P. Ivanova, A.S. Karakhanian, and O.Ali) .....</b>	<b>102</b>
8.1. Active faults .....	102
8.2. Possible active faults .....	113
<b>Chapter 9. Geophysical studies of active fault zones (A.A. Syasko, N.N. Grib, A.V. Kachaev, V.S. Imaev, D.M. Bachmanov, V.G. Trifonov, and M.Ali) .....</b>	<b>116</b>
9.1. Methods and equipment of the studies .....	116
9.2. Geophysical data on active faults .....	117
9.3. Geophysical data on possible active faults .....	118
<b>Chapter 10. Late Quaternary deformation of the Mediterranean coast lines (A.E. Dodonov, V.G. Trifonov, T.P. Ivanova, D.M. Bachmanov, and O.Ali) .....</b>	<b>119</b>
10.1. General remarks .....	119
10.2. Methodological aspects .....	123
10.3. Geological structure and litho-mineralogical features of the lower terraces .....	123
10.4. Palynological data .....	127
10.5. <sup>230</sup> Th/U dating of mollusk shells from the lower terrace and its geochronology .....	128
10.6. Manifestations of active tectonics in the marine terrace deformation .....	130
<b>Chapter 11. Seismicity .....</b>	<b>132</b>
11.1. Instrumental seismicity (V.G. Trifonov and V.S. Imaev) .....	132
11.2. Strong historical earthquakes (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian) .....	133
11.3. Archaeoseismicity (V.G. Trifonov and A.S. Karakhanian) .....	137
11.3.1. Using archaeological data for studying active faults .....	137
11.3.2. Damage and destruction of archaeological objects as indicators of seismic influence .....	142
11.4. Paleoseismicity (A.I. Kozhurin, D.M. Bachmanov, and V.G. Trifonov) .....	145
11.5. Designing of pleistoseistal areas by combined analysis of the data on historical earthquakes, paleoseismicity and archaeoseismicity (V.G. Trifonov) .....	148

<b>Chapter 12. Recent tectonic movement by the data on GPS measurements</b> ( <i>V.G. Trifonov, Sh.Al-Yusef, A.E. Dodonov, and T.V. Guseva</i> ) .....	150
12.1. The GPS network .....	150
12.2. Techniques of the studies and characteristics of the equipment .....	152
12.3. Preliminary results of the GPS measurements in 2005–2008 .....	156
<b>Chapter 13. Model of recent geodynamics of the territory of Syria and its surrounding</b> ( <i>V.G. Trifonov</i> ) .....	160

### The third part Seismic hazard assessment of Syria

<b>Chapter 14. Seismic zones</b> ( <i>V.G. Trifonov</i> ) .....	165
<b>Chapter 15. Deterministic seismic hazard analysis</b> ( <i>V.S. Imaev and L.N. Imaeva</i> ) .....	175
<b>Chapter 16. Probabilistic seismic hazard analysis</b> ( <i>S.P. Nikiforov and V.N. Solov'ev</i> ) .....	179
16.1. Method of logic tree for seismic hazard assessment in Syria .....	179
16.2. Seismotectonic model .....	180
16.3. Declustering of catalog .....	182
16.4. Estimate of maximum magnitudes in the distinguished zones .....	182
16.5. Sense of motion on seismic faults .....	182
16.6. Attenuation models .....	183
16.7. Technique and results of seismic hazard account .....	183
<b>Conclusions</b> ( <i>V.G. Trifonov</i> ) .....	191
<b>References</b> .....	193

### Appendix

Appendix 1. Neotectonic map of Syria and the adjacent territories. Scale 1:1,000,000 .....	on the insert
Appendix 2. Map of recent geodynamics of Syria and the adjacent territories. Scale 1:1,000,000 .....	on the insert
Appendix 3. Catalog of strong earthquakes in Syria and the adjacent territories .....	205

## Часть вторая

# АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

## Глава 7

### Содержание сейсмотектонической основы для оценки сейсмической опасности территории Сирии

Сейсмотектоническая основа для оценки сейсмической опасности Сирии призвана обеспечить выделение и параметризацию сейсмогенерирующих зон, землетрясения в которых могут служить источниками ощутимых сотрясений на территории страны. Такие зоны располагаются как внутри, так и вне Сирии, на расстоянии до ~100 км от её границ. Именно эта территория рассматривается во второй части книги. Сейсмотектоническую основу представляет геодинамическая модель региона, которая создана с использованием четырёх блоков (групп) данных: неотектоники, активной тектоники, сейсмичности и результатов повторных геодезических (GPS) наблюдений (рис. 49). Данные неотектонического блока, описанные в первой части книги, раскрывают морфологию и историю формирования позднекайнозойских структур и позволяют тем самым выделить наиболее молодые тектонические образования, в которых, скорее всего, можно найти проявления активной (позднечетвертичной) тектоники. Второе назначение неотектонического блока — выбрать и охарактеризовать пункты сети GPS наблюдений.

Главными источниками геологической информации, необходимой для выделения сейсмогенерирующих зон, являются данные об активной тектонике. Среди них ведущее место

принадлежит данным об активных разломах. Сейсмотектоническое значение имеют также сведения о молодых тектонических нарушениях, проявляющихся в деформации береговых линий, позднечетвертичных морских и речных террас и других молодых элементов топографии и батиметрии.

Сейсмологический блок содержит сведения о землетрясениях, зарегистрированных инструментально, исторических (упоминаемых в документах и хрониках), а также фиксируемых археосейсмологическим изучением древних сооружений и палеосейсмологическими наблюдениями в зонах активных разломах. Особенность Сирии и смежных с ней территорий состоит в том, что археосейсмологические данные здесь многочисленны и относятся к тому же интервалу времени (последние три тысячелетия), что и исторические сведения о землетрясениях. Причины этого — обилие остатков древних сооружений и артефактов и весьма рано начавшаяся регистрация сейсмических событий. Тем же временем датируются и наиболее значимые проявления палеосейсмичности. Это позволяет комплексно использовать сведения об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности для локализации и параметризации древних сейсмических событий.

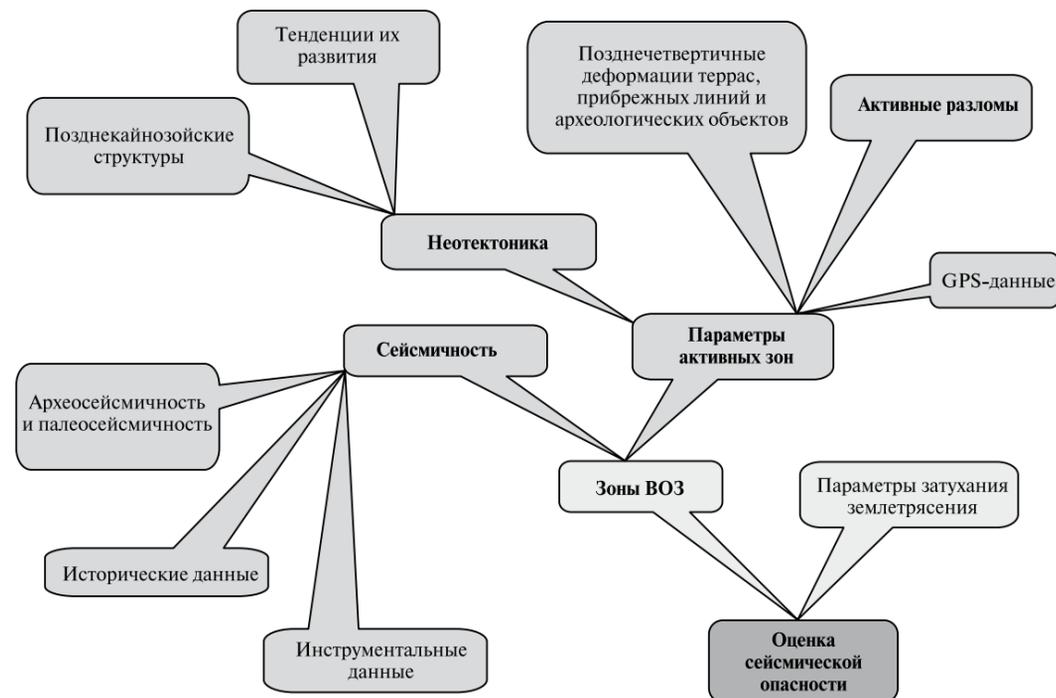


Рис. 49. Принципиальная схема оценки сейсмической опасности по комплексу геологических и сейсмологических данных

Геодезический блок представляет собой первые результаты GPS наблюдений, которые выполнены на геодезической сети, созданной авторами данной книги. Их дополняют опубликованные результаты измерений, выполненных другими авторами. И те, и другие пока немногочисленны и, ввиду кратковременности наблюдений, носят предварительный характер. Наиболее представительны данные по сегменту Эль-Габ DST.

Геодинамическая модель, созданная на основе четырёх указанных блоков данных, изображена на Карте современной геодинамики Сирии и сопредельных территорий, 1:1 000 000 (Приложение 2, см. вкладку). Содержащиеся на карте и в модели сведения позволили выделить сеймогенерирующие зоны (зоны возникновения очагов землетрясений, ВОЗ), которые способны оказать сейсмические воздействия на территорию страны.

## Глава 8

### Активная разломная тектоника

#### 8.1. Активные разломы

Как отмечено во Введении, мы считаем активными тектонические нарушения с проявлениями подвижек в позднем плейстоцене и голоцене [Trifonov, Machette, 1993]. Среди них различаются собственно активные разломы и

слабоактивные, или возможно активные, разломы. Последний термин относится к разломам, позднечетвертичные смещения по которым гипотетичны и/или фрагментарны, т.е. отмечаются лишь на отдельных участках разлома, но эти участки не могут быть обособлены по геологическим или геоморфологическим признакам.

В этом разделе охарактеризованы собственно активные разломы, тогда как возможно активным разломам посвящён раздел 8.2.

Подавляющее большинство активных разломов возникло в плиоцене и связано с зонами DST и EAFZ (рис. 50; см. рис. 3 и 23). Зону DST и связанные с ней тектонические нарушения представляют три её сегмента: долины Иордана, Яммуне и Эль-Габ, оперяющие разломы Серхайя, Рашайя, Св. Симеона и по меньшей мере часть

продолжения разлома Роум на континентальном шельфе в районе г. Тартуса и часть разломов субширотной зоны Триполи, проходящей вблизи одноименного города. Несколько активных разломов выделено на юго-западном окончании EAFZ. К числу активных относятся также зона разломов, проходящая вдоль северного склона антиклинали Абдель-Азиз и продолжающаяся к г. Хасаке и, возможно, далее на северо-восток, и некоторые разломы взбросо-надвигового, сбросо-

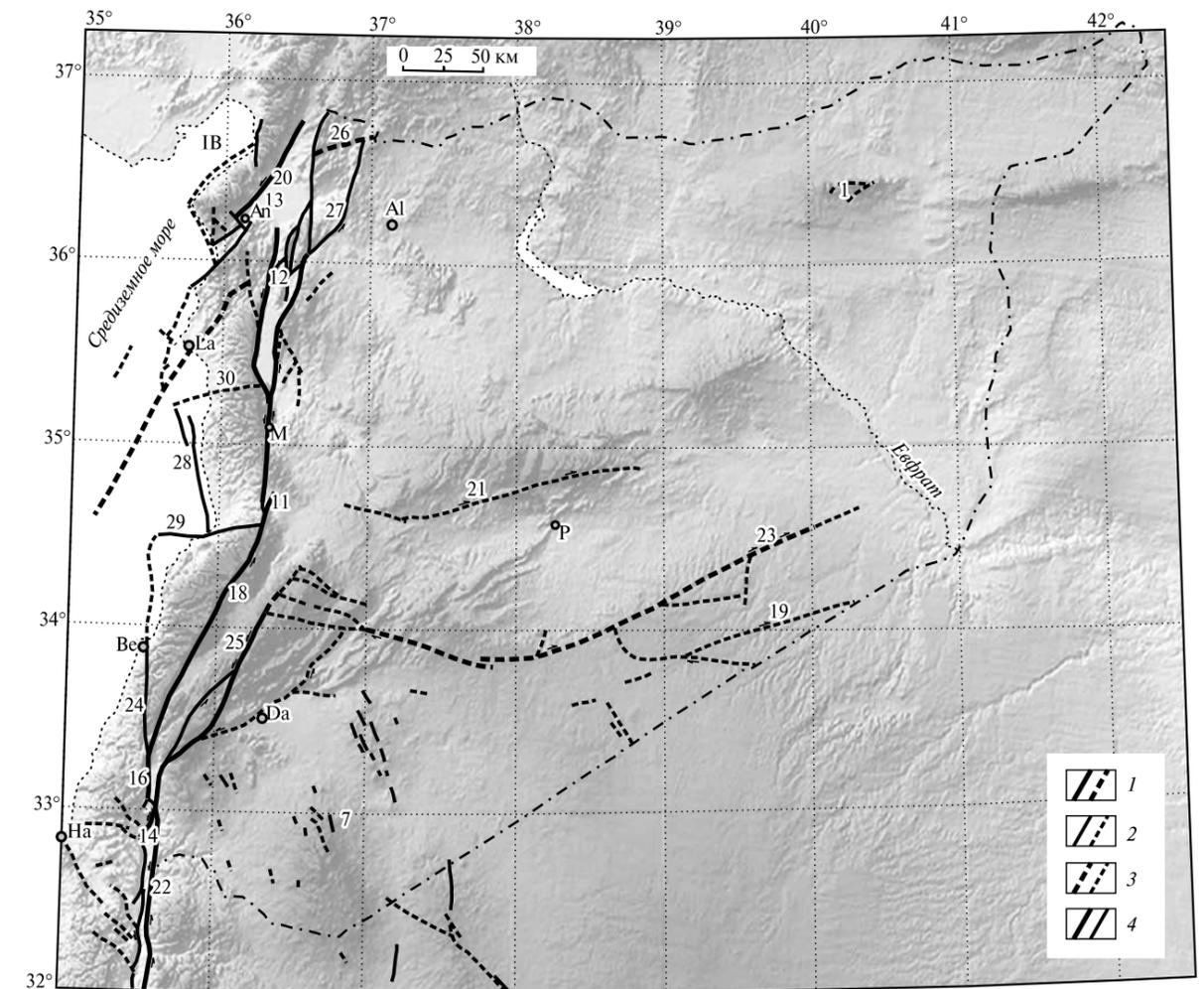


Рис. 50. Карта активных разломов Сирии и сопредельных территорий

1, 2 — разломы с разными скоростями перемещений: 1 —  $V \geq 1$  мм/год, 2 —  $V < 1$  мм/год; 3 — возможно активные разломы с признаками ранне- и среднеплейстоценовых подвижек; 4 — активные разломы с признаками позднеплейстоценово-голоценовых подвижек. Цифры на карте (номера те же, что и на рис. 3): 1 — антиклинальный хребет Абдель-Азиз; 7 — вулканическое нагорье Джебель-Араб; впадины: 11 — Бокайе, 12 — Эль-Габ, 13 — Амик, 14 — Галилейского моря, 16 — Хула, 18 — Яммуне; разломы: 19 — Акфан, 20 — Аманос, 21 — Джхар, 22 — долины Иордана, 23 — Олаб, 24 — Роум, 25 — Серхайя, 26 — Аафрин, 27 — Св. Симеона, 28 — Тартус, 29 — Триполи, 30 — Эйн-Кита. Буквенные обозначения: Al — г. Алеппо, An — г. Антакия (Антиохия), Be — г. Бейрут, Da — г. Дамаск, Ha — г. Хайфа, IB — зал. Искандерун, La — г. Латакия, M — г. Миссиаф, P — г. Пальмира

сового и сдвигового типов, сопряжённые с молодыми складками Краевого пояса Турции или нарушающие их.

**Иорданский сегмент DST** протягивается вдоль долины р. Иордан от впадины pull-apart Мёртвого моря до северной оконечности впадины pull-apart Галилейского моря на ~120 км. Он выражен на земной поверхности фрагментарными уступами западного берега р. Иордан и зоной разлома, которая начинается в долине реки у северо-западного окончания Мёртвого моря, севернее выходит на восточный борт долины и далее почти непрерывно прослеживается вдоль него на ~110 км. Здесь она подробно описана в работе [Ferry et al., 2007]. По данным указанных авторов, в этой зоне имеют место многочисленные левые смещения и резкие изгибы пересекаемых долин ручьёв и оврагов, местами сопровождаемые опусканием западного крыла разлома. Оно фиксируется как вертикальными смещениями позднеплейстоценовой озёрной формации Лисан, так и уступами в рельефе. Максимальное левое смещение за последние 47,5 тыс. лет, обнаруженное на участке Гор-Катар, достигает  $240 \pm 20$  м, тогда как максимальное вертикальное смещение составляет там  $18,4 \pm 0,5$  м. По имеющимся датировкам смещённых слоёв и форм рельефа, средняя скорость сдвига за указанный интервал времени определена в 4,9 мм/год, а вертикального перемещения — в 0,2 мм/год.

Цитируемые авторы идентифицировали следы шести сильных землетрясений, датированные возрастными 47,5, 37,5, 13, 9, 7 и 5 тыс. лет назад. Анализируя амплитуды сдвиговых смещений, они выделили их кластеры (характерные амплитуды), маркирующие приращения смещения при указанных сейсмических событиях, суммированные с приращениями смещения между событиями, которые могли быть результатом крипа и подвижек при других,

не выявленных землетрясениях. По существу, авторы использовали статистический приём разделения и определения амплитуд сдвиговых сейсмогенных смещений, предложенный Р.Е. Уоллесом [Wallace, 1968] для южной части разлома Сан-Андреас и реализованный нами [Трифонов, 1985; Trifonov et al., 1992] для активных разломов Монголии и Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня. В итоге цитируемые авторы установили амплитуды сдвиговых перемещений, произошедших при сильных землетрясениях определённого возраста и позднее вплоть до современности, что позволило оценить средние скорости сдвига за разные интервалы времени (табл. 7).

При рассмотрении табл. 7 выявляются два факта. Во-первых, по деформации дренажной сети не установлены смещения, датируемые в интервале ~37,5–13 тыс. лет назад, что связано с подъёмом уровня Лисанского озера (предшественника Мёртвого моря), распространившегося в это время в долину Иордана и препятствовавшего формированию врезов в зоне разлома [Bartov et al., 2002]. Во-вторых, после землетрясения, датированного ~9 тыс. лет назад, но ранее ~7 тыс. лет назад произошло падение средней скорости движений. До рубежа 7–9 тыс. лет она составляла 4,5–5,3 мм/год, а позднее сократилась до ~3,4 мм/год. Тем не менее, в позднем голоцене в районе долины Иордана имели место несколько сильнейших исторических землетрясений с магнитудами  $M_S \geq 7$ : 759 и 31 г. до н.э., 678, 749, 859 и 1033 гг., вероятно, внёсших вклад в суммарное смещение по разлому [Kondorskaya, Shebalin, 1982; Ben-Menahem, 1991; Guidoboni et al., 1994; Ambraseys, Jackson, 1998; Kondorskaya, Ulomov, 1995; Marco et al., 2003; Sbeinati et al., 2005]. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разлома оценивается по GPS данным величиной  $4,4 \pm 0,3$  мм/год [Reilinger et al., 2006].

**Таблица 7.** Амплитуды и средние скорости сдвиговых перемещений по восточной ветви Иорданского сегмента DST за разные интервалы времени, по данным [Ferry et al., 2007]

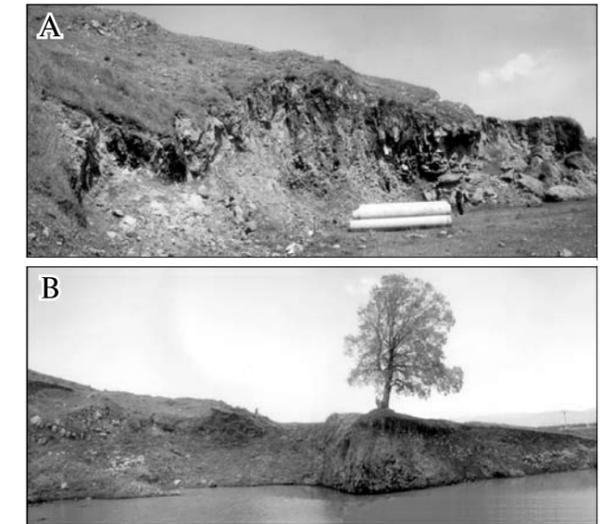
Амплитуда смещения, м	Количество смещённых объектов	Возраст землетрясения, при котором началось смещение, тыс. лет	Средняя скорость сдвига с момента землетрясения поныне, мм/год
17	2	~5	~3,4
24±2	5	~7	~3,4
47–48	2	~9	~5,3
65±3	5	~13	~5
170±11	4	~37,5	~4,5
230±10	3	~47,5	~4,8

**Сегмент Ямунне DST** протягивается на ~220 км от северного края впадины pull-apart Галилейского моря в север-северо-восточном направлении. С юга на север сегмент следует вдоль западного борта впадины Хула и юго-восточного склона Ливанского хребта, далее пересекает наискось этот склон и на северном окончании хребта достигает впадины pull-apart Бокайе. По разлому зафиксированы левые смещения или резкие изгибы элементов дренажной сети, сопровождаемые подчинёнными и переменными по величине вертикальными смещениями позднемиоценовой поверхности выравнивания [Gomez et al., 2006; Gomez, Nemer et al., 2007]. Обычно поднято западное крыло разлома. При этом плоскости разлома или мелких нарушений, представляющих его зону в четвертичных отложениях, вертикальны или очень круто наклонены в сторону поднятого крыла. Таким образом, разлом является левым взбросо-сдвигом с многократно преобладающей сдвиговой компонентой.

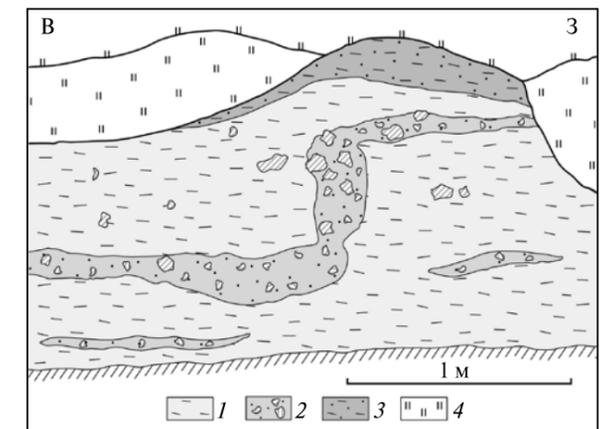
Долговременная средняя скорость четвертичного сдвига определена в 4–5 мм/год (см. раздел 2.3). Наиболее надёжная оценка скорости позднечетвертичного сдвига получена по смещению конуса выноса Залка на восточном склоне Ливанского хребта (~33°50' с.ш.) [Daeron et al., 2004; Gomez, Nemer et al., 2007]. Древняя генерация конуса выноса смещена по разлому влево на  $56 \pm 5$  м. Её поверхность датирована по изотопии хлора (методом  $^{36}\text{Cl}$ ) как  $11,20 \pm 0,81$  тыс. лет. Это дало среднюю скорость сдвига 3,9–6,1 мм/год. Тренчинг в небольшой приразломной впадине Ямунне возле одноименного селения [Nemer et al., 2008] показал, что голоценовое смещение является кумулятивным эффектом серии сильных землетрясений. Скорость накопления современной упругой деформации соответствует по результатам GPS измерений сдвигу со скоростью  $4,8 \pm 0,4$  мм/год [Reilinger et al., 2006] или в 4–5 мм/год при наличии подчинённой компоненты поперечного укорочения [Gomez, Karam et al., 2007]. Таким образом, долговременная средняя скорость четвертичного сдвига, средняя скорость голоценовых перемещений и современная скорость сдвига по GPS данным совпадают в пределах точности измерений.

**Сегмент Эль-Габ DST** протягивается на ~230 км от западного борта впадины pull-apart Бокайе на границе Сирии и Ливана до долины Карасу в Южной Турции, где косо причленяется к EAFZ возле г. Нарли. Как отмечено в главе 2, сегмент

состоит из трёх подсегментов: южного подсегмента Миссиаф (~50 км), центрального — впадины pull-apart Эль-Габ (~110 км) и северного — разлома Карасу, протягивающегося вдоль восток-юго-восточного борта одноименной долины (~60 км).



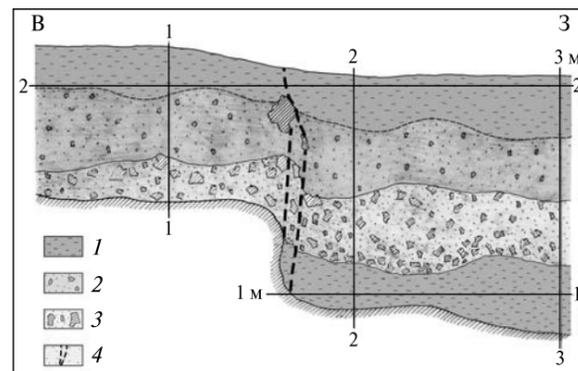
**Рис. 51.** Разломы Миссиафского субсегмента DST на западном борту впадины Бокайе  
А — сбросы; В — нарушенный сбросами склон и правее (восточнее) — антитетические сбросы. Фото В.Г. Трифонова



**Рис. 52.** Миссиафский субсегмент: деформированный смещением по разлому позднечетвертичный аллювий  
1 — бурый суглинок; 2 — суглинок с гравием и камнями; 3 — почва; 4 — задернованные участки поверхности

В южном подсегменте, представляющем собой узкий (обычно не шире 1 км) грабен, об-

наружены многочисленные вертикальные и левосдвиговые смещения молодых форм рельефа. На южном окончании подсегмента (западный борт впадины Бокайе) отчётливо регистрируются сбросовые подвижки, отражающие как общее опускание восточного крыла разлома (рис. 51, А), так и локальное развитие сопряжённых с ним антитетических сбросов (см. рис. 51, В). Выражение части этих нарушений в современном рельефе указывает на позднечетвертичный возраст подвижек. Более явно они проявлены севернее г. Миссиаф в пункте с координатами 35°11,067' с.ш., 36°20,812' в.д., где молодая подвижка выражена деформацией позднечетвертичного аллювия в небольшом современном овраге (рис. 52).



**Рис. 53.** Зачистка северного склона современного вреза долины на северном окончании подсегмента Миссиаф возле сел. Нахр эль-Барад

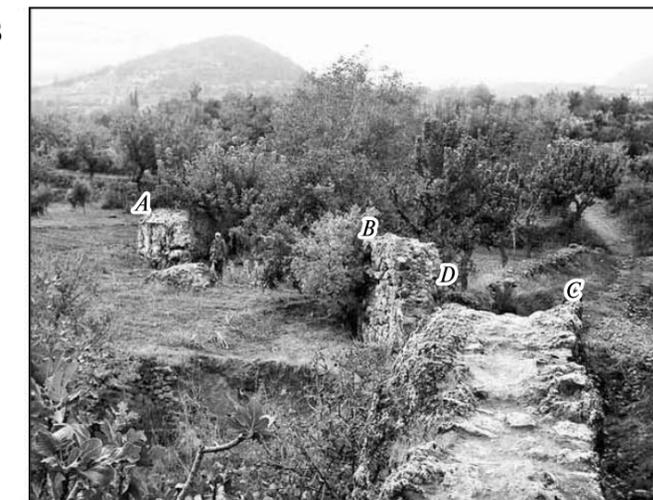
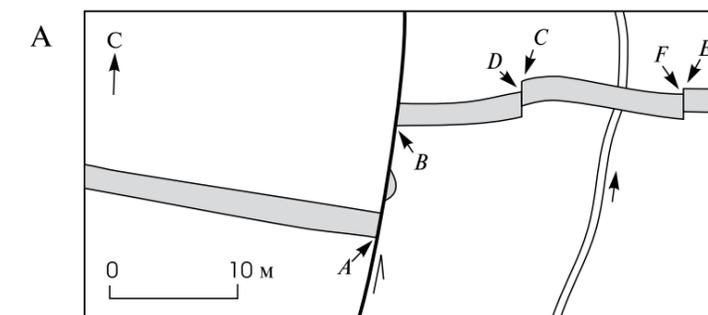
1 — бурый суглинок; 2 — бурые суглинок и супесь с редкими обломками; 3 — светло-бурый суглинок с гравием и камнями; 4 — разломы

На северном окончании подсегмента, в пункте с координатами 35°17,010' с.ш., 36°21,058' в.д., вертикальная компонента молодого смещения по восточной ветви зоны разломов обнаружена в стенках современного русла, врезанного на 1–2 м в днище вади. Рядом с руслом продолжение того же разлома представлено сглаженным уступом поверхности высотой 0,5 м. Поднято западное крыло, сложенное плиоценовыми конгломератами с покровом четвертичных отложений, тогда как восточное крыло сложено последними на всю вскрытую глубину. На пересечении с разломом в северной стенке руслового вреза была выполнена дополнительная расчистка, вскрывшая сверху вниз следующий разрез (рис. 53):

	Мощность, см
1. Современная почва .....	20–30
2. Делювий — коричневый суглинок с редкими рассеянными обломками гравия и камней .....	30–35
3. Грубый делювий — песок с обильными камнями и гравием. Слой содержит кремнёвые артефакты, определённые профессором Н.Дж. Конардом как верхний палеолит (моложе 40 тыс. лет), и обломки грубой «кухонной» керамики, как лепной, так и изготовленной на гончарном круге. Керамика не имеет характерных черт для точного датирования. По мнению Ф.Алтавил, её возраст может быть оценён в широком диапазоне от бронзового века до византийской эпохи. И кремнёвые изделия, и обломки керамики были переотложены временным водотоком .....	30–40
4. Коричневые суглинок и глина .....	до 35
	(вблизи разлома)
	и > 1 м
	(ниже по течению)

Кровля слоя 3 смещена по разлому на 15–20 см. Нарушение продолжается в слой 2 и рассеивается в современной почве. Для оценки возраста подвижки важно, что кремнёвые и керамические изделия слоя 3 переотложены. Таким образом, слой моложе этих изделий, которые дают нижний предел возраста последней (сейсмогенной?) подвижки. Возможно, она имела место после византийской эпохи.

Что же касается левосдвиговых смещений, то помимо оценки средней скорости голоценового сдвига на отрезке подсегмента между сел. Сахлие на севере и сел. Эль-Бейда на юге (~5 мм/год; см. раздел 2.3) получена более точная оценка средней скорости сдвига за последние ~2000 лет по смещению древнеримского акведука возле сел. Аль-Хариф (5 км севернее г. Миссиафа), обнаруженному Ж.Аджамяном и В.Г. Трифоновым в 1986 г. [Трифонов и др., 1991]. М.Меграуи и его коллеги [Meghraoui et al., 2003] датировали акведук I в. н.э. по археологическим данным и определили, что он смещён влево на 13,6±0,2 м. Позднее было уточнено время сооружения акведука — не древнее 63 г. до н.э. [Sbeinati et al., 2009]. Мы уточнили амплитуду сдвига. Она складывается из смещения А–В на ~10 м по главной ветви разлома и смещений С–D и E–F по двум малым нарушениям (рис. 54). Смещение С–D сопровождается искривлением конструкции и вместе с ним составляет 1–1,5 м, а смещение E–F равно 0,75 м.



**Рис. 54.** Смещения римского акведука по Левантской зоне разломов возле сел. Аль-Хариф

А — положение смещений, по данным [Meghraoui et al., 2003] с изменениями. В — смещение на ~10 м (А–В) по главному разлому и на ~1 м (с приразломным искривлением (С–D) по оперяющему разлому. С — смещение на 0,75 м (E–F) по оперяющему разлому. Фото А.Е. Додонова и В.Г. Трифонова

Таким образом, суммарная амплитуда сдвига достигает ~12 м, что даёт среднюю скорость перемещения ~6 мм/год.

Центральный подсегмент впадины Эль-Габ построен по-разному в южной и северной частях. На юге он представляет собой плоскодонную впадину с крутыми краевыми разломными уступами, более высоким западным и низким восточным. В позднем плейстоцене и голоцене впадина продолжала заполняться речными и озёрными отложениями. На юго-западе впадины обнажены крупные глыбы и пластины юрских карбонатов, представляющие собой результат гигантского, вероятно, сейсмогенного позднеплейстоценового оползня. Значительная часть оползших масс перекрыта наносами конца плейстоцена и голоцена. Место отрыва оползня выражено эродированным, неправильной формы амфитеатром в верхней части склона хребта Джебель-Ансария. Амфитеатр расположен на продолжении позднеплейстоценового разлома Эйн-Кита, пересекающего хребт Джебель-Ансария от средиземноморского побережья.

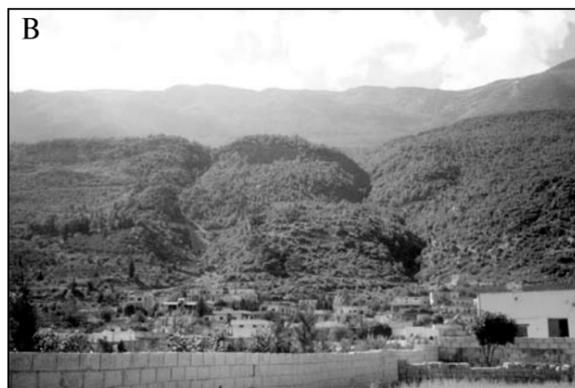


Рис. 55. Левые смещения долин по продольным активным разломам западного борта впадины Эль-Габ. Фото В.Г. Трифонова

На разных участках уступа западного борта впадины выделяются следы как минимум одного, а местами нескольких продольных активных нарушений с признаками опускания восточного крыла и левого сдвига (рис. 55, А, В). Как правило, амплитуды сдвига многократно превосходят амплитуды одновозрастных вертикальных смещений.

Так, в пункте с координатами 35°47'09" с.ш., 36°17'33,4" в.д. разлом наклонён на восток под углом 70°. Его западное крыло сложено юрскими и меловыми известняками, а восточное крыло представляет собой террасу, возвышающуюся над днищем Эль-Габа (170–180 м) на ~30 м. Терраса сложена пролювиальными галечниками среднего–верхнего плейстоцена, которые вблизи разломного уступа сочетаются с коллювиальными конгломерато-брекчиями. На поверхности террасы найдены кремнёвые изделия мустьерского и позднепалеолитического облика. Поверхность террасы опущена в восточном крыле относительно западного крыла не менее, чем на 30 м. Сухая долина смещена по разлому влево на величину ≥ 325 м. Приняв на основе археологических находок, что возраст террасы 80–160 тыс. лет, получим скорость сдвига ≥ 3±1 мм/год. Вертикальная компонента уступает сдвиговой на порядок.

Севернее, в пункте с координатами 35°49,72' с.ш., 36°17,99' в.д., отмечен резкий изгиб пересекаемой разломом долины на ~200 м. Зафиксированы многочисленные случаи левых смещений и резких приразломных изгибов пересекаемых разломом более молодых долин на 24–32 и ~6 м. Очевидно, движения вдоль западного борта Эль-Габа, преимущественно левосдвиговые, продолжались до голоцена включительно.

Зона разломов восточного ограничения Эль-Габа также демонстрирует признаки как левосдвиговых, так и вертикальных смещений. Южнее г. Афамя небольшие водотоки изогнуты по разлому влево на 6–7 м при подъёме разновозрастных форм восточного крыла на 1,5 м [Трифонов и др., 1991]. На южной окраине г. Афамя в строительной зачистке приразломной части поднятого восточного крыла разлома вскрыты вторичные нарушения, вероятно, сейсмогенного происхождения (рис. 56 и 57). Самые молодые из них датируются древнеримской или византийской эпохами по присутствию обломков соответствующей керамики в верхнем слое заполнения микрограбена, представленного на рис. 56, А.

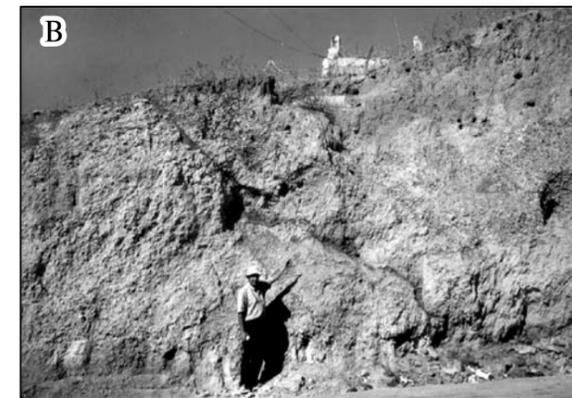


Рис. 56. Вторичные сейсмогенные нарушения на восточном борту впадины Эль-Габ, южная окраина г. Афамя. Фото В.Г. Трифонова

Изображение В с небольшим перерывом надстраивает к востоку изображение А

В северной части впадина Эль-Габ теряет морфологическую однородность: внутри неё обособляются узкие продольные блоки, разделённые разломами и поднятые на разную высоту. Однако краевые разломы отчётливо прослеживаются и продолжают на турецкую территорию. Разлом западного края Эль-Габа здесь был детально изучен [Akyuz et al., 2006]. Выявлены многочисленные левые смещения разновозрастных элементов речных долин амплитудой от 650±10 до 14±0,5 м. Наиболее характерны смещения ~125, ~100, 46–

48, 30±2 (!), 20–21 и 14–18 м. Тренчинг, выполненный в турецкой части разлома, выявил следы нескольких сильных сейсмических событий последнего тысячелетия, однако их отождествление с известными историческими землетрясениями остаётся дискуссионным. На севере разлом следует в виде слабого уступа на поверхности впадины Амик и теряется в её северной части, не достигая (в поверхностном выражении) разлома Аманос EAFZ.

Разлом восточного ограничения Эль-Габа прослеживается на север до сирийско-турецкой границы. Севернее г. Афамя разлом раздваивается. В пункте с координатами 35°33,92' с.ш., 36°23,44' в.д. разломный уступ западной ветви ограничивает молодые рыхлые отложения впадины и сложен известняками эоцена. Поверхность известняков представляет собой террасу высотой 210 м (30 м над днищем Эль-Габа), на поверхности которой сохранились реликты осадочного чехла в виде мелкой плоской гальки. Борозды на тыловом уступе террасы (восточной ветви разлома) характеризуют его как левый сбросо-сдвиг. Севернее, на территории Турции, восточное ограничение Эль-Габа продолжается разломом Карасу.

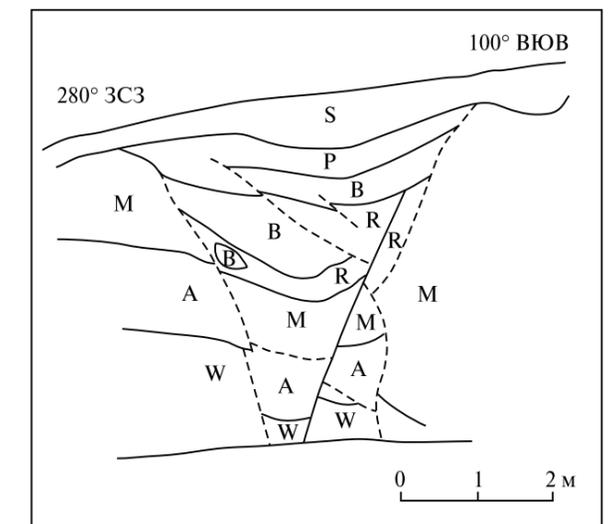
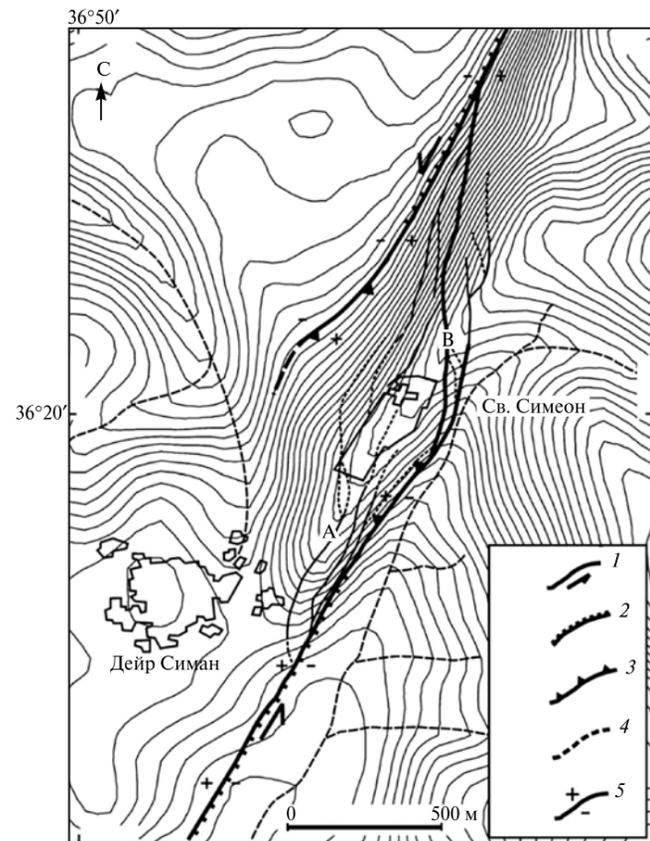


Рис. 57. Геологический разрез, соответствующий фотографии рис. 56, А

S — современная почва с древнеримской или византийской керамикой (и римским захоронением рядом); P — палеопочва; B — светло-серый мергель; R — красно-коричневая глина с редкими карбонатными обломками; M — конгломерат и брекчия с мергелистыми обломками и цементом; A — светлый красноватый алеврит; W — белый карбонатизированный алеврит

От северной части восточного ограничения Эль-Габа ответвляется на северо-восток разлом Св. Симеона, который протягивается на северо-восток и далее на север, где причленяется к разлому Аафрин. Общая протяжённость разлома Св. Симеона — 80 км. Разлом выражен на поверхности уступом, направление которого перемененно, но чаще поднято восточное или юго-восточное крылья. Редкие обнажения показывают, что разлом имеет наклон 70–90°, чаще в сторону поднятого крыла. Преобладающая левосдвиговая компонента смещений фиксируется как структурными признаками (бороздами скольжения и оперяющими нарушениями), так и левыми смещениями и резкими изгибами пересекаемых разломом долин. Для определения средней скорости сдвига большое значение имеет левый изгиб долины вблизи сел. Абдулло на ~550 м. Здесь на участке долины, следующем вдоль разлома, обнаружена терраса, сложенная уплотнёнными галечниками, которые предположительно датированы концом среднего плейстоцена. Если посчитать средний плейстоцен временем начала сдвигового смещения долины, то среднюю скорость сдвига можно оценить в 1–2,5 мм/год (см. раздел 2.3).

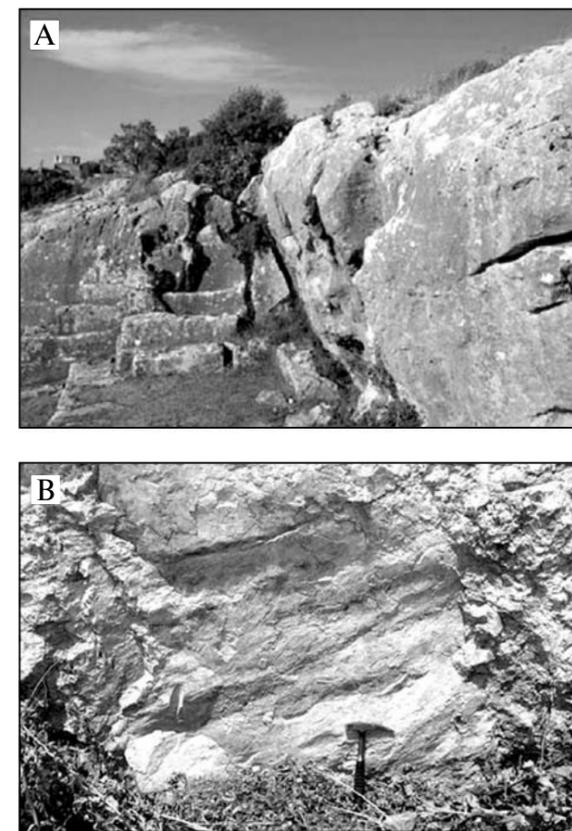
Отдельные сегменты разлома нередко ветвятся и местами кулисно подставляют друг друга. Характерным примером такого подставления является район монастыря Св. Симеона, представляющий собой хребет шириной до 0,5 км, вытянутый в север-северо-восточном направлении (рис. 58). С запада хребет ограничен сегментом разлома, продолжающимся на север, а с востока — сегментом, продолжающимся на юг. На участке кулисного подставления сегменты разветвляются на ряд мелких нарушений, определяя ступенчатое строение склонов хребта, причём эти нарушения наклонены в сторону поднятых крыльев (рис. 59, А). Выдавливание хребта обусловлено появлением компоненты сжатия на участке кулисного подставления сегментов, отклоняющемся на 10° к северо-востоку от общего направления сдвига. Вместе с тем, борозды на поверхностях некоторых вскрытых нарушений указывают на преобладание сдвиговой компоненты смещений (см. рис. 59, В), которая выражена и в пластических деформациях конструкций монастыря (см. ниже). В зоне разлома обнаружены также вторич-



**Рис. 58.** Небольшой хребет Симан, возникший на участке кулисного подставления двух сегментов разлома Св. Симеона; показаны контуры монастыря и главного храма  
1 — сдвиг; 2 — сброс; 3 — взброс; 4 — предполагаемое продолжение разлома; 5 — поднятое и опущенное крылья разлома. Главные разломы выделены утолщёнными линиями. Пояснение А и В см. на рис. 59

ные надвиговые нарушения, вероятно, сейсмогравитационного происхождения (рис. 60).

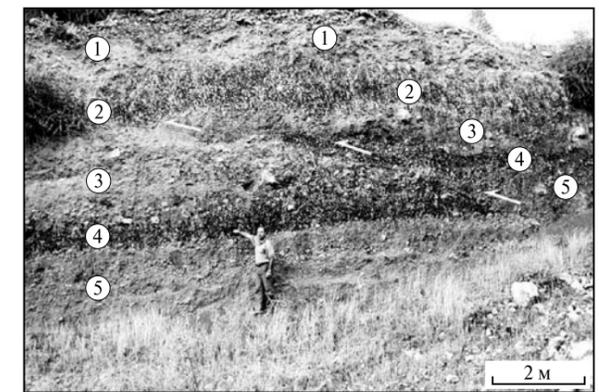
Как показано в разделе 2.3, активные разломы Рашайя и Серхайя представляют собой единую систему нарушений, в которой затухание смещений по разлому Рашайя к северо-востоку сопровождается возрастанием смещений по разлому Серхайя в том же направлении (см. рис. 14). В разных частях разлома Серхайя зафиксированы позднечетвертичные левые смещения и крутые изгибы элементов дренажной системы, достигающие 100–200 м возле сел. Серхайя и севернее г. Баальбек. Южнее г. Забадание небольшой овраг смещён влево на  $10,2 \pm 0,5$  м. Датировка смещённых элементов дала среднюю скорость сдвига 1,4 мм/год в течение последних 6000 лет, тогда как вертикальная компонента уступает сдвиговой в 4–5 раз [Gomez et al., 2001, 2003].



**Рис. 59.** Детали строения разлома Св. Симеона. Фото В.Г. Трифонова

А — взброс по одной из ветвей разлома (А на рис. 58). В — пологие борозды на плоскости другой ветви разлома, указывающие на преобладание сдвиговой компоненты движений (В на рис. 58)

Среди разломов северной части DST, интенсивно развивавшихся в миоцене, признаки позднечетвертичной активности отмечены по разлому Роум, где зафиксированы левые взбросо-сдвиговые смещения [Girdler, 1990; Butler et al., 1997], и зоне разломов, названной нами Тартусской. Она протягивается вдоль берега по мелководной части шельфа севернее г. Триполи. Тартусская зона выражена в батиметрии дна системой брахиформных поднятий, обнажающихся на островах Арвад и Эль-Аббас. Остров Арвад сложен известняками и известняковыми песчаниками тирренской трансгрессии начала позднего плейстоцена (рис. 61), датированными  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом как  $99,9 \pm 7,4$ – $6,8$  тыс. лет [Dodonov et al., 2008]. Они образуют пологую антиклиналь, поднятую до 10 м над уровнем моря. Такие же породы слагают маленький (300×150 м)



**Рис. 60.** Небольшой молодой надвиг амплитудой до 1,2 м, оперяющий зону разломов Св. Симеона севернее монастыря, в 1 км восточнее сел. Газавиа

1 — ненарушенный смещениями почвенный слой; 2 — тёмные суглинки и супеси; 3 — суглинок с коллювиальными обломками; 4 — тёмные суглинки и супеси с тонкими прослоями мергеля и гравия; 5 — галечник с глинистым песком в основании

остров Эль-Аббас, расположенный в 4 км южнее Арвада. Антиклинальная природа поднятий указывает на условия сжатия, а их эшелонированное расположение свидетельствует о присутствии левосдвиговой компоненты движений. Позднеплейстоценовые слои Арвада нарушены многочисленными трещинами и малоамплитудными разломами (рис. 62, А). Некоторые из них нарушают и смещают на несколько сантиметров стены древних сооружений, выдолбленных в этих слоях (см. рис. 62, В). Слои острова Эль-Аббас полого наклонены на север и нарушены открытыми трещинами, протягивающимися вдоль



**Рис. 61.** Горизонтально- и косослоистые морские известняки и известковистые песчаники низов верхнего плейстоцена (тирренская терраса высотой 5–7 м) в западной части острова Арвад. Фото А.Е. Додонова

всего острова (рис. 63). С зонами разломов Роум и Тартус связана разделяющая их субширотная активная зона Триполи, выраженная системой тектонических уступов и складчатых изгибов на севере Ливана и в соседней части шельфа.

Примыкающее к DST юго-западное окончание EAFZ представлено эшелонированным рядом разломов, крупнейшие из которых (с запада на восток): Якапинар-Гёксун, Аманос и Восточный Хатай (см. раздел 2.4). Разлом Аманос, в свою очередь, разделяется в юго-западной части на эшелонированный ряд сегментов (см. Приложение 2 и рис. 50). По всем этим разломам выявлены позднечетвертичные левые смещения [Yürür, Chorowicz, 1998; Yurtmen et al., 2002; Westaway, 2004]. Вместе с тем, подвижки по разломам имели взбросовую компоненту, выражен-

ную в рельефе уступами [Lyberis et al., 1992; Adiyaman, Chorowicz, 2002]. Северо-восточнее EAFZ становится более компактной, сохраняя левый взбросо-сдвиговый тип смещений с многократным преобладанием сдвиговой компоненты [Şaroğlu et al., 1992 a,b].

Вне зон DST и EAFZ наиболее достоверные проявления позднечетвертичной активности обнаружены в зоне разломов Абдель Азиз, ограничивающей с севера одноименную антиклиналь и продолжающейся на восток до г. Хассаке и дальше.

Западный сегмент зоны простирается на северо-восток. В пункте с координатами 36,41585° с.ш.; 40,18594° в.д.;  $H = 591$  м разлом характеризуется поднятием юго-восточного крыла и резким левым изгибом пересекаемого оврага.



Рис. 62. Смещения обрыва позднеплейстоценовых отложений (А) и стены древнего пещерного сооружения в этих отложениях (В) на острове Арвад. Фото А.Е. Додонова



Рис. 63. Небольшие продольные молодые сдвиго-раздвижки на острове Эль-Аббас. Фото Д.М. Бачманова

Плоскость разлома наклонена под углом 70–80° СЗ. Это определяет разлом как левый сбросо-сдвиг. В пункте с координатами 36,43677° с.ш.; 40,21258° в.д.;  $H = 523$  м разлом деформирует сухое русло, врезанное в конус выноса с обломками среднепалеолитических изделий на поверхности. Это удостоверяет позднечетвертичную активность разлома.

Центральный широтный сегмент простирается вдоль северного склона хребта Абдель Азиз и выражен более или менее крутым уступом с поднятым южным крылом. В пункте с координатами 36,44552° с.ш.; 40,34270° в.д.;  $H = 517$  м разлом приходится на границу пологозалегающих слоёв ядра антиклинали и её круто падающего (70–80° с.ш.) северного крыла.

Следующий к востоку сегмент разлома простирается на восток–северо-восток. В пункте с координатами 36,44552° с.ш.; 40,34270° в.д.;  $H = 528$  м он характеризуется поднятием южного крыла и левыми смещениями небольших сухих долин на несколько метров. Вдоль небольших разломов в северном крыле сегмента видны свежие сбросо-сдвиговые смещения (см. рис. 24, D).

Восточный сегмент разлома простирается на восток–северо-восток до г. Хасаке. Он пересека-

ет слабохолмистую территорию и выражен пологим уступом с поднятым северным крылом. Возможно, разлом продолжается дальше в том же направлении, достигая группы базальтовых вулканов Шарет Ковкаб. Там разлом поворачивает на север–северо-восток, контролируя положение вулканов, и приобретает прежнее направление на северном краю лавового поля (см. Приложение 2). Очевидно, вулканы приурочены к локальной зоне растяжения типа pull-apart при левом сдвиге по сегменту в целом. К-Аг возраст древнейших базальтов группы Шарет Ковкаб  $\approx 0,24$  млн лет [Trifonov et al., 2011] (см. раздел 5.2), но высокие вулканические конуса моложе и, вероятно, возникли в позднем плейстоцене. Это подтверждает позднечетвертичную активность разлома.

## 8.2. Возможно активные разломы

В Сирии выделяется группа разломов, по которым выявлены ранне- и среднечетвертичные смещения, но позднечетвертичные подвижки

выражены плохо и лишь в некоторых участках разломов, причём обособить такие участки в отдельные сегменты не удаётся. Все эти разломы выделены на Карте современной геодинамики Сирии... (см. Приложение 2) как возможно активные. Большая их часть возникла в плиоцене, но есть среди них и разломы, максимум активности которых приходится на миоцен.

Среди разломов, возникших в плиоцене, рассмотрим зону *Бутма–Кастал* и продолжающую её на северо-восток и далее на север зону *Расафе–Эль-Фаид* (см. рис. 23). В зоне Бутма–Кастал следы молодых смещений обнаружены лишь вблизи пункта с координатами 34,79224° с.ш.; 37,23148° в.д.;  $H = 798$  м, где выявлены признаки нечёткого левого сдвига и взбросового поднятия юго-восточного крыла, сопровождающегося деформацией четвертичных отложений долины (см. раздел 2.7 и рис. 24, А). С возможным левым сдвигом по разлому согласуются оперяющие его грабены на антиклинали Бишри (Северные Пальмириды), где также выявлены признаки молодых смещений, вплоть до голоценовых. Однако в более северо-восточных участках зоны Бутма–Кастал признаки позднечетвертичной активности отсутствуют. Косвенными признаками такой активизации в южной части зоны Расафе–Эль-Фаид могут служить источники и скважины с пресной водой, приуроченные к зоне разлома. Однако на пересечении зоной долины Евфрата смещения I террасы (среднеплейстоценовой) не обнаружено. Признаки молодого сброса отмечены лишь на северном продолжении зоны в Турции [Şaroğlu et al., 1992a].

Особую группу нарушений, возникших в плиоцене, представляют разломы субширотного и северо-восточного простираний, пересекающие северную часть блока Рутба Аравийской плиты на юге Сирии и в соседней части Иордании и Ирака (см. Приложение 2). Крупнейшие из разломов, *Акфан*, *Олаб* и *Джхар*, дугообразно изогнуты и выпуклы к югу. Они продолжаются в Пальмириды и смещают их складки, обнаруживая признаки правого сдвига. Разломы выражены в рельефе пологими, но устойчивыми узкими ложбинами или пологими уступами, отражающими поднятие одного из крыльев. Выражение разломов в рельефе свидетельствует об их четвертичной активности. Наиболее протяжённый (~350 км) разлом Олаб состоит из сегментов длиной до 50 км. В его восточной части выявлены позднеплиоцен-четвертичные правые смещения сухих долин длиной от первых сотен метров до 3 км при весьма небольшом подъёме северного

крыла. Голоценовых смещений не зафиксировано. По разлому Джхар обнаружены переменные по направлению и величине вертикальные смещения до нескольких метров, выраженные в рельефе уступами. Сообщается о правых смещениях мелких сухих долин на десятки метров [Копп, Леонов, 2000]. Это пока единственные свидетельства позднечетвертичных подвижек по разломам описываемой системы.

В зоне *Евфратского* разлома Месопотамского прогиба позднечетвертичные смещения можно предполагать в юго-восточном сегменте Е, где обнаружены деформации I (среднеплейстоценовой) речной террасы (см. раздел 2.7 и рис. 30).

Среди разломов, интенсивно развивавшихся в миоцене, наиболее интересными с точки зрения возможной позднечетвертичной активности представляются Латакийский разлом и разлом Аафрин, продолжавший его в миоцене на северо-восток и позднее смещённый влево по разлому Эль-Габ (см. разделы 2.3, 2.4, Приложения 1 и 2 и рис. 50).

*Латакийская* зона разломов отделяет офиолитовый блок Бассит от осадочного бассейна Нахр Эль-Кабир (см. раздел 2.4). Интенсивные перемещения по разлому и деформации в его зоне происходили в раннем и позднем миоцене. Плиоценовые глины, слагающие прогиб, вероятно, не распространялись на северо-западное крыло разлома. О четвертичных смещениях в юго-восточной наземной части зоны разлома свидетельствуют различия высоты одновозрастных террас р. Нахр Эль-Кабир в разных его крыльях.

В юго-восточном крыле разлома, прогибе Нахр Эль-Кабир, выделяются пять речных террас: 95–108, ~72, ~58, 27–34 и 10–20 м. Три верхние террасы датированы средним плейстоценом. Более низкая терраса (27–34 м) датируется началом позднего плейстоцена, поскольку она коррелирует с морской террасой, которая широко распространена южнее разлома на средиземноморском побережье Сирии и представляет тирренскую трансгрессию (см. раздел 10.3). Нижняя терраса (10–20 м) коррелирует с морской террасой, вероятно, отвечающей спаду уровня моря в конце трансгрессии. Чехол речных террас аллювиальный, а морские террасы сложены мелководными песками/песчаниками и песчанистыми известняками с линзами гравия и галечника. Те же самые пять террас выделяются в северо-западном крыле разлома. Самая верхняя терраса Джинндирие здесь представлена лишь несколькими фрагментами. Её высота 112–120 м. Чехол этой и более низких террас (90–100 и 70–

80 м) имеет мощность от нескольких метров до 20–30 м. В кровле чехла террасы Рудо (90–100 м) найдены раннепалеолитические (ашельские) изделия. Две нижние террасы имеют высоту 41 м (представлена единственным фрагментом) и 15–22 м. Последняя коррелирует с абразионной морской террасой (~20 м) г. Латакия, покрытой тонким слоем хорошо окатанной морской гальки. Различия высоты и строения террас в разных крыльях разлома указывают на поднятие северо-западного крыла, продолжавшееся в позднем плейстоцене. Латакийский разлом простирается на юго-запад, в Средиземное море, где выражен в батиметрии уступом с поднятым северо-западным крылом (см. Приложение 2). Подводное продолжение отмечено в XX в. несколькими землетрясениями средней силы.

Юго-восточное крыло разлома *Аафрин* относительно опущено и заполнено четвертичными отложениями. В поперечном разрезе зоны разлома протяжённостью 150 м возле сел. Кара-Баш вскрыто несколько параллельных ветвей разлома в нижнемиоценовых известняках. Они сопровождаются тектонической брекчией и иногда разделены узкими блоками круто наклонённых палеогеновых известняков. Вдоль некоторых разломов выработаны карстовые пустоты, заполненные четвертичными отложениями. По одному из разломов выявлено взбросовое смещение позднечетвертичного коллювия на 0,4 м (рис. 64), а по другому четвертичное вертикальное смещение составляет 0,3 м. В других, хуже обнажённых участках разлома подобные смещения не обнаружены.

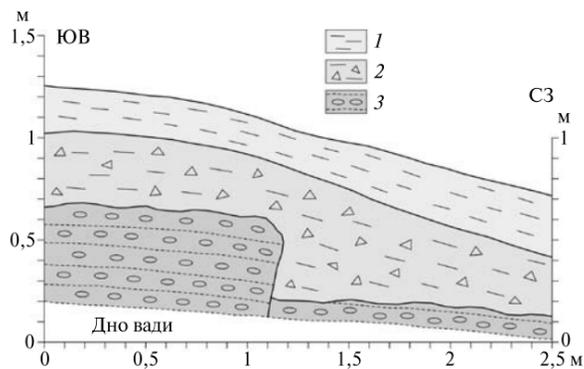
Возможная позднечетвертичная активность *Дамасского* разлома вызывает особый интерес в связи с тем, что в своей юго-западной части разлом проходит по окраине Дамаска. В этой части разлом нарушает крутое юго-восточное крыло антиклинали Касьюн Западных Пальмирид. Юго-западное окончание разлома замаскировано молодыми конусами выноса, но его сохранившиеся следы позволяют предполагать, что он причленяется к активному разлому Серхайя. Отчётливо регистрируется взбросовое смещение по Дамасскому разлому, а наклонные и горизонтальные борозды в его зоне, вскрытой в одном из карьеров на северной окраине Дамаска, указывают на присутствие левосдвиговой компоненты движений. Главная фаза активности разлома, как и всех Пальмирид, датируется концом миоцена и, возможно, началом плиоцена. Но интенсивная четвертичная седиментация в юго-западном крыле разлома указывает на позднейшее продолжение активности (см. рис. 32).



Рис. 64. Разлом Аафрин, вертикальное смещение позднеплейстоценового коллювия на 40 см возле сел. Кара-Баш. Фото В.Г. Трифонова

Принципиальный для оценки позднечетвертичной активности результат был получен нами в искусственном обнажении возле сел. Бабзе на дороге Кабун–Маарана севернее Дамаска (рис. 65). Здесь Дамасский разлом смещает среднеплейстоценовые флювиальные конгломераты на ~0,5 м. Выше лежащий позднеплейстоценовый рыхлый делювий не смещён, но его мощность возрастает в опущенном крыле, что указывает на сохранение небольшого разломного уступа. Современный почвенный слой не деформирован.

Приведенные данные служат основанием считать рассмотренную часть Дамасского разлома возможно активной в позднечетвертичное время. Контрастное выражение в рельефе бо-



**Рис. 65.** Молодое смещение по Дамасскому разлому севернее г. Дамаска в разрезе нижней террасы впадины возле сел. Бабзе севернее шоссе Кабун–Маарана  
1 — современная почва; 2 — верхнеплейстоценовый делювий; 3 — среднеплейстоценовые аллювиальные конгломераты

лее северо-восточного сегмента разлома до его пересечения с разломом Олаб позволяет предположить, что его активность могла распростра-

няться и на этот сегмент. Общая протяжённость возможно активной части Дамасского разлома достигает ~180 км.

Разлом *Эйн Кита* простирается на запад-юго-запад от южного края впадины Эль-Габ, пересекает Береговой хребет (Джебел Ансария) и достигает средиземноморского побережья севернее г. Баниаса (см. Приложение 2 и рис. 50). На западном склоне впадины Эль-Габ разлом контролирует место отрыва крупного позднеплейстоценового оползня юрских карбонатов, залегающего сейчас среди позднечетвертичных отложений впадины. На Береговом хребте разлом повсеместно выражен уступом с поднятым южным крылом. Вблизи побережья он контролирует южную границу тирренской (позднеплейстоценовой, см. раздел 10.3) морской террасы. Возможное подводное продолжение разлома выражено уступом на шельфе и континентальном склоне. Всё это позволяет квалифицировать разлом *Эйн Кита* как возможно активный. Его общая длина достигает ~80 км.

## Глава 9

### Геофизическое изучение активных разломов

#### 9.1. Методы и техническое обеспечение исследований

Использовались три метода: 1) дипольного осевого зондирования (ДОЗ), 2) сейсмический метод корреляции преломлённых волн (КМПВ) и 3) георадар.

*Дипольное осевое зондирование* выполнялось геоэлектрической аппаратурой ERA-MAX, созданной в НПО ЭРА (Санкт-Петербург, Россия). Оборудование работает в режиме постоянного электрического тока с частотой 625 Гц. Зондирование основано на возбуждении электрического источника с расстоянием 10 м на земной поверхности между генерирующими электродами *A* и *B*; расстояние между втыкаемыми дипольными геоэлектродами *M*, *N* и т.д. также составляет 10 м. Максимальная обеспечиваемая длина системы электродов — 150 м. Сила тока на линии варьирует от 20 до 200 мА

и зависит от геоэлектрических свойств слоёв грунта на глубинах, достигающих  $\sim 1/4$  от длин линии (до 40 м). Полученные данные обрабатывались на мини-компьютере HP iPAQ. Для их визуализации использовался метод построения разрезов распределения сопротивлений. Они рассчитывались по формуле:

$$\rho_k = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (1)$$

$$\text{где } k = \frac{2\pi}{\frac{1}{|BM|} - \frac{1}{|AM|} - \frac{1}{|BN|} + \frac{1}{|AN|}}.$$

Построение разрезов распределения сопротивлений позволяло оценить геоэлектрическую ситуацию на профиле в целом. Профиль распределения сопротивлений экспортировался в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

*Сейсмический метод корреляции преломлённых волн.* Для сейсмического анализа данных сейс-

мические волны возбуждались ударами кувалды. Для регистрации сейсмических сигналов использовалась 24-канальная цифровая сейсмическая станция «Сейсмолог-24» (изготовлена в г. Хабаровске, Россия) с вертикальными приёмниками, имеющими частоту собственных колебаний 20 Гц. Расстояние между приёмниками — 5 м, а общая длина сейсмической линии с приёмниками — 115 м. Мы применили схему четырёх пунктов последовательного возбуждения сигналов, которые регистрировались приёмниками, расположенными на расстояниях от 2,5 до 30 м от такого пункта. Время регистрации сигнала составляло 1024 мс с возможной ошибкой до 0,5 мс. Для уменьшения ошибок мы повторяли возбуждение сигнала несколько раз из одного пункта и суммировали полученные сейсмограммы. Суммирование позволяло уменьшить влияние шума и поднять уровень сигналов. После суммирования, дальнейшая интерпретация производилась по стандартной технологии обработки сейсмических преломлённых волн (КМПВ). В результате строился разрез распределения скоростей сейсмических волн для профиля в целом. Он экспортировался в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

*Георадарные исследования* выполнялись аппаратурой ОКО-II, произведённой НПО «Логис» в г. Раменское, Россия. Использовался неизолированный антенный блок «Тритон» с частотами дипольной антенны 50 и 100 МГц, что давало 20-метровую глубину зондирования. Сигналы регистрировались ноутбуком «Asus». Профиль зондировался дважды: с частотой 100 МГц при движении вперёд по профилю и с частотой 50 МГц при возвращении. Оценка полевых радарограмм делалась по специальной программе GeoScan НПО «Логис». Полученные данные экспортировались в формат DVX AutoCAD для дальнейшей комплексной интерпретации.

#### 9.2. Геофизические данные об активных разломах

Геофизическое профилирование производилось поперёк главных активных и возможно активных разломов (см. рис. 23). На участке «*Аль Хариф*» это система профилей, пересекающих южный (Миссиафский) субсегмент сегмента Эль-Габ DST возле римского акведука, смещённого по наиболее активной ветви субсегмента на

~12 м влево [Meghraoui et al., 2003; Rukieh et al., 2005] (см. рис. 54). Два нижних (восточных) профиля, выполненных методами ДОЗ и георадара, пересекли главную ветвь разлома, смещающую римский акведук, и эта ветвь выявляется на обоих профилях (рис. 66 и 67, см. цв. вкл.). На северном профиле обнаруживается, кроме того, более восточный разлом, смещающий акведук на меньшее расстояние, а также два уступа в рельефе без признаков разломообразования (см. рис. 67). На третьем (западном) профиле, выполненном всеми тремя методами, обнаружено ещё несколько ветвей разлома западнее той, что смещает акведук (рис. 68, см. цв. вкл.). Таким образом, зона разлома образована несколькими ветвями. Возможно, некоторые из западных ветвей были также активны в позднечетвертичное время.

На участке «*Афамия*» геофизическое профилирование выполнялось поперёк восточной активной зоны разломов впадины pull-apart Эль-Габ с применением трёх методов: ДОЗ, КМПВ и георадар (рис. 69, см. цв. вкл.). Участок расположен в 1 км севернее г. Афамия. Комплексная интерпретация полученных данных обнаружила зоны деструкции и вертикальное смещение на ~3 м по активной ветви Восточной зоны разломов Эль-Габа. Возможно, восточнее активной ветви находится более древний четвертичный разлом. В его восточном крыле верхний слой представлен деструктурированными неогеновыми отложениями с промежуточными геофизическими характеристиками над зоной разлома.

На участке «*Эйн Эль-Курум*» геофизическое профилирование было выполнено поперёк южной части Западной активной зоны разломов впадины pull-apart Эль-Габ также всеми тремя методами (рис. 70, см. цв. вкл.). Участок расположен близ родника севернее сел. Эйн Эль-Курум. Комплексная интерпретация полученных данных выявила несколько ветвей зоны разломов. Они выражены на интерпретационном геологическом профиле смещениями поверхности скального основания и зонами деструкции внутри юры. Западная (левая на профиле) ветвь смещает все отложения, включая четвертичные, и определёнno активна. Третья с запада ветвь приходится на родник и, очевидно, также активна, как и четвертая с запада ветвь зоны.

Участок «*Оползень Эль-Габа*» расположен на юго-западном краю впадины pull-apart Эль-Габ. Большие глыбы юрских карбонатов обнажаются здесь среди четвертичных отложений дна впадины. Большинство глыб документируется как продукты огромного оползня или обвала с за-

падного борта впадины, но некоторые блоки выглядят как выходы коренных скальных пород. Целью геофизического профилирования было определить происхождение этих юрских пород. Профилирование было выполнено всеми тремя методами. Комплексная интерпретация данных профилирования позволяет выделить три пачки с различными геофизическими характеристиками (рис. 71, см. цв. вкл.). Это (сверху вниз): (1) верхнеплейстоцен-голоценовая пачка рыхлого материала с крупными обломками юрских пород; (2) пачка, в которой сконцентрированы обнажающиеся юрские глыбы и их интерпретируемые продолжения на глубине; (3) верхнеплейстоценовая (?) пачка рыхлых отложений Эль-Габа, которая ограничивает выходы пачки (2) с востока. Согласно результатам анализа геофизических данных, пачка (3) подстилает пачку (2). Следовательно, пачка (2), интерпретируемая как сконцентрированные глыбы юрских карбонатов, действительно представляет собой тело огромного оползня или обвала, который двигался с западного борта впадины и, вероятно, был вызван сильным землетрясением. Это могло произойти в позднем плейстоцене, поскольку пачка (2) покрыта делювием и коллювием пачки (1).

Монастырь Св. Симеона (участок «Калат Симан») занимает узкий хребт между двумя ветвями разлома Св. Симеона, расположенными эшелонированно друг относительно друга. Целью геофизического профилирования было определить структуру этой зоны разломов. Из-за сложного рельефа поперёк всего хребта Симан был выполнен только профиль ДОЗ непосредственно к северу от монастыря (рис. 72). Профилирование методами георадара и КМПВ было осуществлено на западном склоне хребта к юго-западу от монастыря (рис. 73, см. цв. вкл.). Геоэлектрический профиль, дополненный коротким георадарным профилем в самой высокой части хребта, только намечает разломы в хребте, не дав их характеристики. Более детальные результаты были получены комплексным профилированием на западном склоне хребта. Здесь выделено несколько круто наклонённых разломов.

На участке «Серхайя–Забадание» геофизические профили, выполненные всеми тремя методами, пересекли активный разлом Серхайя в южной части Забаданской впадины возле траншеи, описанной в работе [Gomez et al., 2003]. Комплексная геологическая интерпретация профилей выявила положение разлома и вертикальное смещение молодых отложений на ~10 м

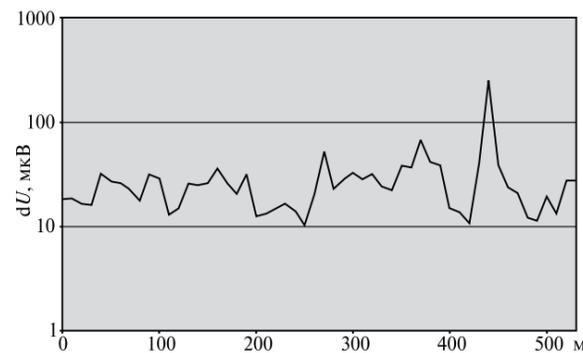


Рис. 72. Профиль ДОЗ на участке «Калат Симан»

(рис. 74, см. цв. вкл.). Предполагаемая стратификация скального основания в юго-восточном крыле разлома интерпретировалась главным образом по геоэлектрическим данным.

### 9.3. Геофизические данные о возможно активных разломах

Профилирование поперёк *Евфратского разлома* было выполнено всеми тремя методами в 3 км к югу от г. Ар-Ракка (см. рис. 23). Координаты профиля: от 35,89718° с.ш. и 39,00735° в.д. до 35,89484° с.ш. и 39,00581° в.д. Профиль длиной 300 м пересекает крутой уступ южного борта Евфратской долины вдоль слабоврезанного оврага. Комплексная интерпретация результатов геофизического профилирования выявила почти вертикальную зону разломов, образованную четырьмя главными ветвями и тремя небольшими нарушениями в тортонских отложениях. По южной ветви, соответствующей уступу южного борта долины (1 на рис. 75, см. цв. вкл.), обнаружено поднятие южного крыла на ~15 м. По следующей к северу ветви (2 на рис. 75) зафиксировано лишь небольшое поднятие поверхности тортонских отложений в южном крыле, но разлом проникает в четвертичные отложения и выражен небольшим сглаженным уступом в поверхности I террасы. Очевидно, эта ветвь обновлялась после формирования I террасы. Третья и четвертая ветви (3 и 4 на рис. 75) ограничивают узкий горст, не выраженный на земной поверхности. Выполненные исследования подтверждают геологический вывод, что уступ, ограничивающий с юга русло, пойму и I террасу Евфрата, соответствует разлому. Согласно результатам профилирования, поверхность тортона отно-

сительно поднята в южном крыле разлома на ~25 м. Реальное поднятие больше (~30 м), поскольку профиль вдоль оврага не достиг верхней бровки уступа.

Профилирование поперёк *Дамасского разлома* выполнялось вдоль шоссе к северо-востоку от Дамаска. Из-за техногенных шумов метод КМПВ не дал успешных результатов и интерпретация основана главным образом на данных ДОЗ и георадара. Их комплексная интерпретация установила положение нескольких разломов этой зоны с поднятыми и наклонёнными на северо-запад северо-западными крыльями. Один из них выглядит как главная ветвь Дамасского разлома (рис. 76, см. цв. вкл.).

На участке «*Джхар-восточный*» ориентированные на северо-запад геофизические профили пересекли восточную часть зоны разломов Джхар. Профилирование выполнялось всеми тремя методами. Комплексным анализом данных профилирования выявлено несколько разломов, наклонённых на север. Северный разлом (слева на рис. 77, см. цв. вкл.) является главным. Он отделяет верхнемеловые карбонаты северного крыла от палеогеновых карбонатов южного крыла. Предполагаемая стратификация палеогеновых отложений основана главным образом на данных КМПВ. Интерпретируемые

слои образуют пологую антиклиналь в пододвинутом крыле главного разлома. Параллельный ему сброс ограничивает антиклиналь с юга.

Ориентированные на северо-запад геофизические профили участка «*Пальмира*» пересекают серию надвигов, параллельных складкам на северо-западном краю г. Пальмира (Тудмор). Профилирование выполнено всеми тремя методами. Комплексным анализом данных профилирования выявлено несколько разломов, круто наклонённых на северо-запад (рис. 78, см. цв. вкл.). Главным является юго-восточный из них (правый на геологическом интерпретационном профиле). Он отделяет меловые породы северо-западного крыла от четвертичных отложений, вероятно, подстилаемых палеогеновыми породами, в юго-восточном крыле. Прочие взбросы представлены на профиле узкими плоскостями или более широкими зонами деструкции внутри мела. Корреляция геофизических данных дала возможность идентифицировать слои внутри меловой толщи и оценить смещения по каждому взбросу.

Таким образом, геофизическое профилирование дало дополнительную информацию о внутренней структуре зон активных разломов и четвертичных разломов, не проявивших явной активности в позднем плейстоцене и голоцене.

## Глава 10 Позднечетвертичные деформации береговых линий Средиземного моря

### 10.1. Общие замечания

При изучении четвертичной геологии Средиземноморья особое внимание обычно уделяется развитию береговой зоны из-за её важного значения для населения. Сирийская прибрежная равнина представляет собой относительно узкую полосу, которая протягивается от развалин финикийского Угарита (Nahr el Arab Valley) на севере до сирийско-ливанской границы на юге. Эта прибрежная полоса предоставляет убедительные геологические и геоморфологические свидетельства четвертичных вариаций уровня моря и их значения для познания активной тектоники региона. При оценке этого значения

следует иметь в виду, что вариации уровня моря являются комбинированным эффектом тектонических воздействий и эвстатических колебаний. Последние определялись в квартере главным образом климатическими изменениями. Морские террасы восточных побережий Средиземного моря формировались в фазы трансгрессий, тогда как отложения регрессивных фаз при отсутствии восходящих тектонических движений остаются скрытыми под водой на глубинах в десятки метров. Существенно меньшие эвстатические осцилляции продолжались в голоцене. Из-за меньших масштабов и лучшей сохранности проявлений по ним легче оценить особенности и значение таких осцилляций. Два

их примера, относящиеся к регрессии, имевшей место в I тысячелетии до н.э. и начале I тысячелетия н.э., и последовавшей за ней трансгрессии, описаны в Сирии [Трифонов В.Г., Трифонов Р.В., 2006].

На юго-западе острова Арвад нижние части разрушенных построек эллинистической эпохи (330–64 гг. до н.э.) продолжают под уровнем моря на глубинах  $\geq 0,5$  м (измерения в этом, как и в других описанных случаях, выполнялись в отлив) (рис. 79, А, В). На них возведены средневековые оборонительные стены. Указанные эллинистические постройки были жилыми или хозяйственными помещениями. Они не могли строиться ниже, чем в  $\sim 1,5$  м над уровнем моря во избежание штормовых вод. Таким образом, уровень моря в ту эпоху был не менее, чем на 2 м ниже, чем сейчас. В основании оборонительных стен, возведённых на эллинистических постройках, в  $\sim 1$  м над современным уровнем моря, сохранились абразионные ниши. Стало быть, в эпоху средневековья после возведения

стен уровень моря был выше современного. На южном берегу бухты Минет эт-Хальва, возле руин римских терм, остатки конструкций, выработанных в известняке, погружены сейчас до отметок 0,5–0,6 м ниже уровня моря (см. рис. 79, С, D). На северо-восточном берегу бухты руины погребений, также выработанных в известняке, сейчас окружены водой. Таким образом, и здесь обнаруживаются признаки античной регрессии примерно на ту же величину, что и на Арваде.

Сходные доказательства регрессии в эллинистическо-римскую эпоху обнаружены в развалинах древних городов Абукир в Египте и Аполлония (порт г. Сирена, современный Шах-Хат) в Ливии [Butzer, 1958]. В последнем древние портовые сооружения находятся сейчас на глубине 2,5–3 м.

В Средиземноморье известны и другие свидетельства указанной регрессии и последующего подъёма уровня моря в конце или после античной эпохи [Чернов, 2004; Трифонов, Караханян, 2008]. К.В. Буцер [Butzer, 1958], ссылаясь на

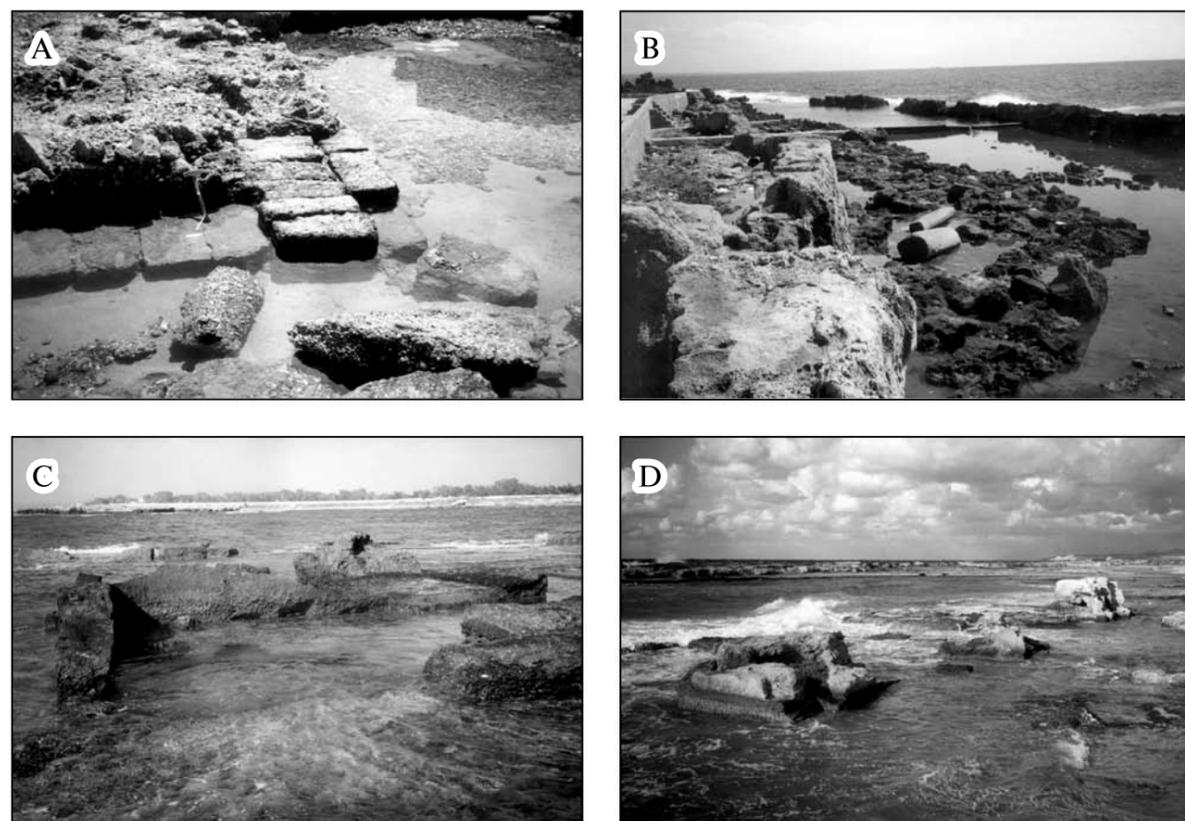


Рис. 79. Затопленные античные археологические объекты. Фото В.Г. Трифоновой. А, В — остров Арвад; С, D — бухта Минет эт-Хальва

данные Хайфмана, сообщает о подъёме уровня моря на побережьях Южной Англии, Бретани, Фландрии и Дании в I–VIII вв. н.э. До того уровень моря там был на 2–3 м ниже современного, и регрессия началась не позднее 300 г. до н.э. или даже во II тысячелетии до н.э., если принять во внимание данные по мегалитическим конструкциям Бретани. Античная регрессия на 2–3 м отмечена также на побережьях Японского моря [Селиванов, 1996]. Таким образом, можно предполагать её глобальное распространение. На проявления указанной регрессии и последующей трансгрессии накладывались локальные изменения береговой линии, связанные с тектоническими событиями [Трифонов, Караханян, 2008]. Нередко их удаётся идентифицировать с конкретными сильными землетрясениями. При оценке тектонического эффекта этих сейсмических событий эвстатические вариации уровня моря следует принимать в расчёт.

В ходе предшествующих исследований, прежде всего в районе г. Латакия и долины Нахр Эль-Кабир, были описаны морские и флювиальные отложения и охарактеризованы сделанные в них археологические находки [Copeland, Hours, 1978; Sanlaville, 1981; Besançon, 1981; Muhesen, 1985; Copeland, 1981]. Были выделены четыре морские формации, слагающие террасы разной высоты: формация Mchairfet на высотах 180–190 м, формация Baqsa — 120–130 м, формация Hennadi/Khellale — 80–90 м, и осадки,

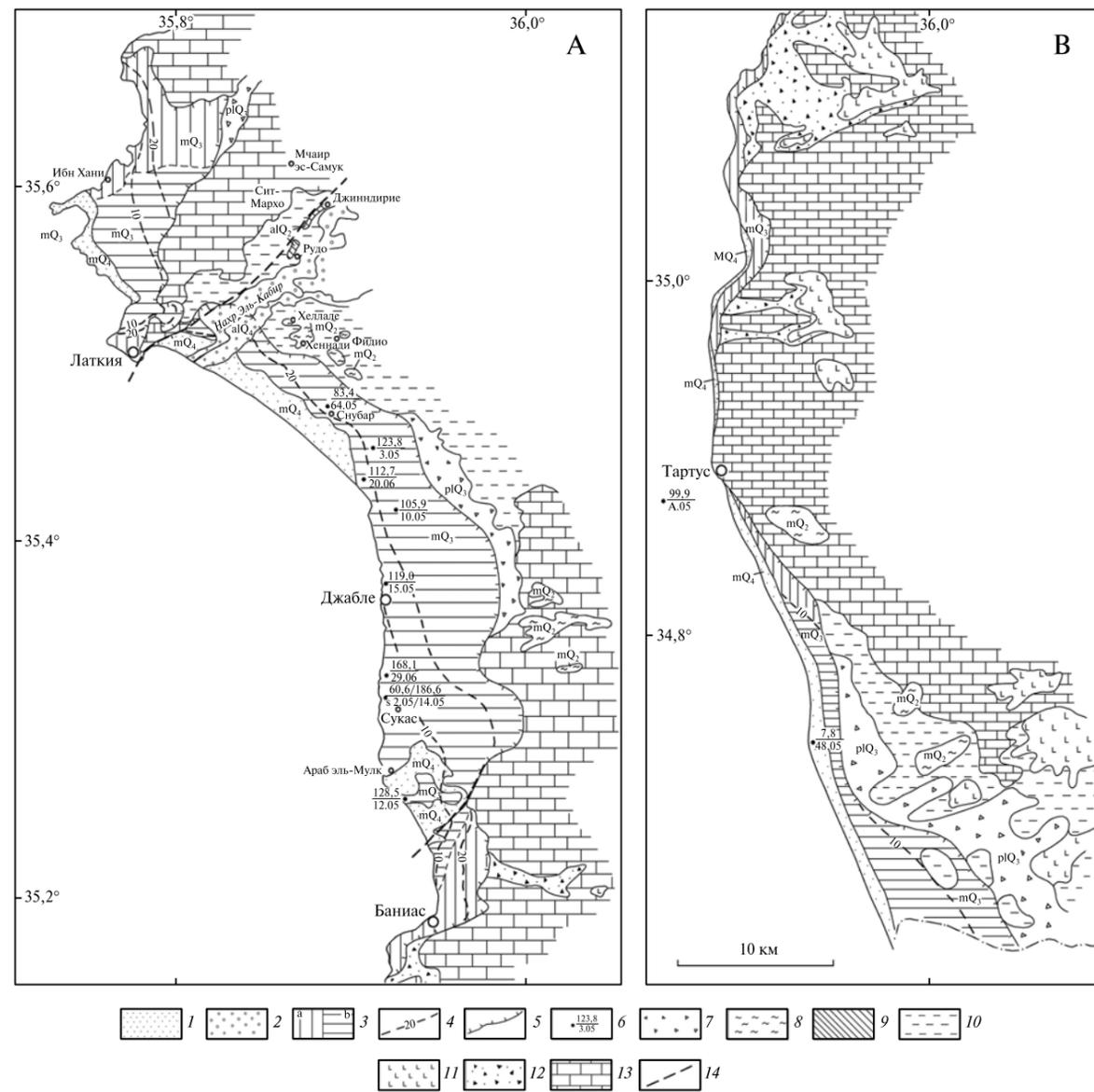
образующие тирренские террасы на высотах от 30–35 до 5–10 м над уровнем моря. Эти формации были скоррелированы с формациями ливанского побережья: соответственно Chaabien, Zakrounian, Jbalian и Enfeen (табл. 8). Согласно публикациям, *Strombus bubonius*, типичный тирренский теплолюбивый моллюск, обнаружен в нижней морской террасе возле г. Баниаса и в формации Enfeen Ливана.

Принятая стратиграфия морских террас основана на их гипсометрическом положении и археологических данных. Самая высокая терраса Mchairfet была отнесена к концу раннего плейстоцена, или пред-гюнцу. Террасы Baqsa и Hennadi/Khellale были признаны среднеплейстоценовыми на основании находок ашельской индустрии среди аллювиальных галечников террасы Рудо, которую считали соответствующей отложениям этих морских террас. Следует подчеркнуть, однако, что соотношения морских формаций и речных террас остаются проблематичными, поскольку многие исследователи [Butzer, 1958; Sanlaville, 1981; Besançon, 1981; Copeland, 1981] относят речные террасы к ледниковым эпохам, считая их плейстоценовыми. Но такие эпохи характеризовались морскими регрессиями, тогда как указанные выше морские формации накапливались в трансгрессивные фазы, которые отвечали интергляциалам и, согласно этой модели, характеризовались аридными условиями.

Таблица 8. Схема стратиграфического положения и корреляции морских и аллювиальных террас Западной Сирии

Стратиграфия	Возраст, млн лет	Археология	Ливан		Западная Сирия	
			Террасы, формации	Морские террасы	Речные террасы	
Голоцен						
Плейстоцен	0,01	Неолит				
			поздний	Enfeen (Th/U 90–100 тыс. лет)	Snoubar 25–30 м (T1 101±20 тыс. лет)	Ech Chir 30–35 м
	0,13	Мезолит	средний	Jbalian	Hennadi 80–90 м	Roudo 80–90 м Jinndiriye 100–120 м
			0,8	ранний	Zaqrounian 90–140 м	Baqsa 120–130 м
Chaabien 160–170 м	Mchairfet es Samouk 180–190 м Mardido, Msharfeh 200 м					

Примечание. Схема составлена по работам [Besançon, 1981; Sanlaville, 1981; Muhesen, 1985; Девяткин, Додонов, 2000].



**Рис. 80.** Геолого-геоморфологическая карта средиземноморского побережья Сирии: северная (А) и южная (В) части изученной территории

1 — голоценовая морская терраса ( $mQ_4$ ); 2 — голоценовый аллювий ( $alQ_4$ ); 3 — позднеплейстоценовая (тирренская) морская терраса ( $mQ_3$ ): а — абразионная, б — аккумулятивная; 4 — изобазы (в м) поверхности позднеплейстоценовой террасы; 5 — тыловой шов позднеплейстоценовой террасы; 6 — пункты датирования: в числителе — U/Th дата, в знаменателе — номер разреза и образца (см. рис. 82); 7 — позднеплейстоценовый пролювий ( $plQ_3$ ); 8 — среднеплейстоценовая морская терраса ( $mQ_2$ ); 9 — среднеплейстоценовая аллювиальная терраса ( $alQ_2$ ); 10 — плиоценовые морские отложения; 11, 12 — плиоценовые вулканические породы: 11 — базальты, 12 — туфобрекчии; 13 — позднемезозойские и кайнозойские карбонатные породы; 14 — разломы, проявленные в расположении и смещении террас

Итак, из-за редкости геохронологических дат и фрагментарности датирующих палеонтологических и археологических находок соотношения морских и речных среднеплейстоценовых террас и палеоклиматические условия их об-

разования остаются неопределёнными. Более точных геохронологических и палеоклиматических данных можно было ожидать от изучения тирренской террасы. На это указывали опубликованные даты: 90 тыс. лет для ливанской фор-

мации Enfeen [Sanlaville, 1981] и 100 тыс. лет, полученная термолуминисцентным методом, для 20–25-метровой песчаной террасы Снубора в Сирии [Девяткин, Додонов, 2000]. Поэтому в рамках изучения активной тектоники мы провели в 2005–2006 гг. изучение низких (от 3–5 до 30–35 м) морских террас сирийского побережья (рис. 80), обращая основное внимание на их строение, структуру и датирование  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом. Ниже излагаются результаты этих работ, частично представленные в публикации [Dodonov et al., 2008]. При её подготовке авторы пользовались археологическими консультациями Н.Дж. Конарда и определениями собранных фораминифер М.Е. Былинской и моллюсков А.Л. Чепалыгой.

## 10.2. Методические аспекты

Предшествовавшие исследования давали основание полагать, что нижние, позднеплейстоценовые (тирренские), террасы широко распространены вдоль побережья [Copeland, 1981; Sanlaville, 1981; Девяткин, Додонов, 2000], хотя на Геологической карте масштаба 1:200 000 [Geological Map of Syria, 1964] показаны только террасы с индексом  $Q_{1-2}$  (нижний–средний плейстоцен) и  $Q_4$  (голоцен). Но средиземноморское побережье Сирии густо заселено, и нижние террасы подверглись интенсивной рекультивации и застройке, что создавало трудности для их исследования. Для получения литологических, геоморфологических и палеонтологических данных изучались береговые обрывы, карьеры и придорожные искусственные обнажения и измерялась высота террас. Прежние находки *Strombus bubonius* были крайне редкими, и интенсивные техногенные изменения в районе г. Баниаса не позволили их дополнить. Поэтому важнейшими задачами были находка и извлечение раковин моллюсков, пригодных для  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования. Вопрос о том, сколько террас существует в интервале высот от 3–5 до 30–35 м, не прост, поскольку нижние уровни рельефа нечётко разделяются на ступени по геоморфологическим признакам. Мы сделали несколько детальных разрезов. Между Нахр Эль-Кабиром и Снубором на этих разрезах были выделены три подуровня высотой 10, 20–25 и 30–35 м над уровнем моря. 10-метровый уровень весьма локален. Два других, по-видимому, представляют единую террасу, поднимающуюся к тыловому шву.

Нижние террасы были обследованы на всём протяжении от Нахр Эль-Араб на севере до сирийско-ливанской границы, а также на островах Арвад и Эль-Аббас. Было выполнено макро- и микроскопическое изучение террасовых отложений. Моллюски, пригодные для  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирования, весьма редки в нижних террасах. Тем не менее, удалось обнаружить 11 участков с пригодными раковинами *Ostrea*, *Taxodonta*, *Pectinidae* и некоторых других двустворок. В одном из этих мест, сложенном карбонатными глинами, было отобрано также образцы для палинологических исследований. Особое внимание уделялось археологическим аспектам обоснования хронологии террас. Каменные артефакты крайне редки на поверхности нижних террас, и лишь на поверхности 30-метровой террасы Снубора их поиски оказались успешными. Согласно определениям Н.Дж. Конарда, собранная коллекция представляет смешанный ансамбль среднего и позднего палеолита и во всяком случае не содержит артефактов древнее среднего палеолита.

## 10.3. Геологическое строение и литоминералогическая характеристика отложений нижних террас

Прибрежная равнина Сирии ограничена с севера горами Бассит, среди отложений которых есть офиолиты, а с востока — Береговым антиклинальным хребтом, сложенным карбонатами юры, мела и палеогена. К прибрежной равнине примыкает западное крыло антиклинали. Прогиб Нахр Эль-Кабир сложен неогеновыми морскими осадками, самые молодые из которых — мергелистые глины нижнего плейстоцена. Все эти отложения встречаются в основании прибрежных морских террас. Интенсивная эрозия, связанная с подъёмом Берегового хребта, захватила и четвертичные террасы перед его фронтом. Раннеплейстоценовые террасы отсутствуют, а от среднеплейстоценовых сохранились лишь небольшие фрагменты. И только позднечетвертичные террасы прослеживаются непрерывно, охватывая полосу шириной от нескольких сотен метров до 8 км (см. рис. 80).

Высота голоценовой террасы не превышает 2–3 м. Она сложена песком с галькой, слабокарбонатным песчаником и конгломератом. В од-

ном месте, расположенном в ~20 км южнее г. Тартуса, голоценовая терраса была датирована  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом. Возраст —  $7,8 \pm 1,3$  тыс. лет. Голоценовый пляж шириной до 1 км протягивается на ~16 км южнее г. Латакия (рис. 81, А). Другой обширный пляж находится южнее г. Тартуса.



Рис. 81. Морские побережья Сирии. Фото А.Е. Додонова

А — голоценовый морской песчаный пляж южнее г. Латакии, вид с юга. В — придорожный разрез 28-метровой морской террасы, сложенной песками, гравием и карбонатами, содержащими редкие раковины моллюсков плохой сохранности, в 15–16 км юго-восточнее г. Латакии

Терраса высотой 20–30 м широко развита на севере прибрежной равнины. В районе г. Латакии эта терраса, поднятая до 25–35 м (в одном месте до 41 м), является абразионной и местами содержит на поверхности рассеянную, хорошо окатанную гальку. Терраса сохраняет абразионный тип и севернее, вплоть до долины Нахр Эль-Араб. На её южном склоне возле дороги, где терраса имеет высоту 33–35 м, на её поверх-

ности обнажён цементированный карбонатом морской галечник мощностью 1,5–2 м.

Между городами Латакия и Джабле терраса понижается к югу от 25–30 м возле устья Нахр Эль-Кебира до 10–12 м возле Джабле. Терраса имеет смешанное происхождение и сложена глинами, песками, галечниками/конгломератами и известняками. С севера на юг она представлена разрезами разного типа (рис. 82). Пески с галечниками преобладают в нижней части разрезов Снубора и севернее, тогда как верхняя часть этих разрезов карбонатная. Пески хорошо сортированы, горизонтально или косо слоисты, содержат хорошо окатанную гальку и, редко, тонкостенные морские раковины. Окатанные зёрна песка состоят из кремня, кварцита, зелёных сланцев, изверженных пород, кварца, полевого шпата, глауконита и гипса. Карбонатная часть разреза мощностью до 5–6 м состоит из детритусовых кавернозных известняков и содержит редкие, плохо сохранившиеся и частично разрушенные раковины моллюсков (см. рис. 81, В). В 15–16 км южнее Латакии, возле магистрального шоссе Латакия–Тартус, в детритусовых песчаных известняках обнаружены *Cerastoderma glaucum* Poirr., *Acanthocardia* sp., *Ostrea edulus* L. В 2–3 км южнее сел. Снубор в песчаной части террасы найдены раковины *Acanthocardia tuberculata* (Poirr.), *Cerastoderma* sp. и *Glycymeris* sp. Вся эта фауна моллюсков характерна для мелководной морской среды.

Между Снубором и Джабле разрез террасы становится более карбонатным, а конгломерат присутствует лишь в основании известняков. Это видно, например, в большом карьере в 5 км южнее Снубора (рис. 83, А, В, С). Там же в известняке обнаружены мелкие обломки раковин, фораминиферы и остракоды, цементированные пелитоморфным или тонкокристаллическим кальцитом (рис. 84, А, В). Выявлен также аутигенный глауконит. Известняк содержит многочисленные обломки органических карбонатов и может квалифицироваться как слой, сформированный в условиях пляжа. С ним обнаруживает сходство детритусовый материал маломощных разрезов островов Арвад и Эль-Аббас (см. рис. 84, С, D). Клифф острова Арвад высотой до 5–7 м состоит из такого же тонкопесчаного карбонатного детритуса, возможно, происходящего из первично аккумулятивных форм типа морских баров или дюн (см. рис. 61).

Южнее г. Джабле терраса понижается. В 2 км южнее сел. Араб Эль-Мулк её высота не превы-

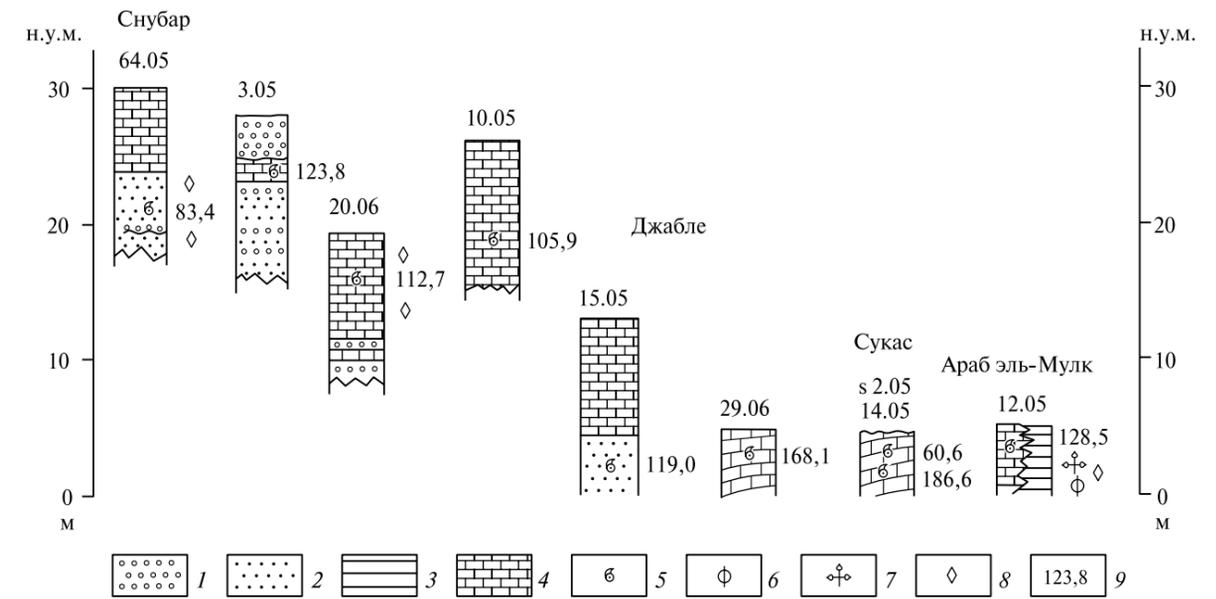


Рис. 82. Литологические разрезы позднеплейстоценовой террасы, изученные вдоль побережья между городами Латакия и Баниас [Dodonov et al., 2008]. Положение разрезов см. на рис. 80

1 — галечник и гравий; 2 — песок; 3 — глина; 4 — известняк; 5 — раковины моллюсков; 6 — фораминиферы; 7 — образцы на палинологию; 8 — образцы пород; 9 — Th-U возраст

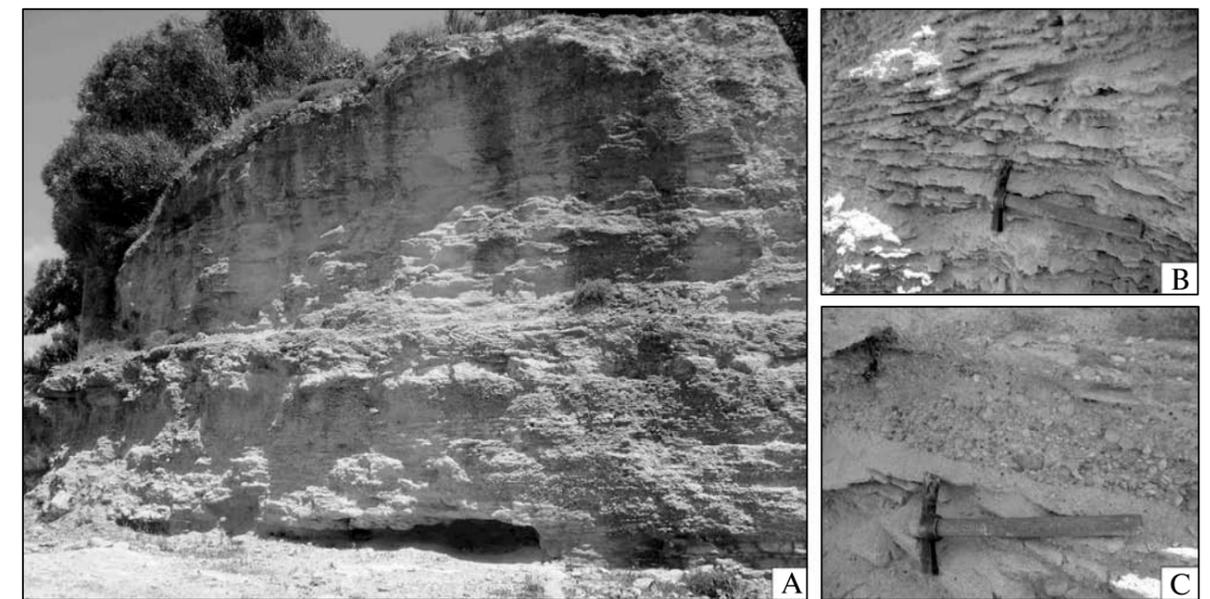
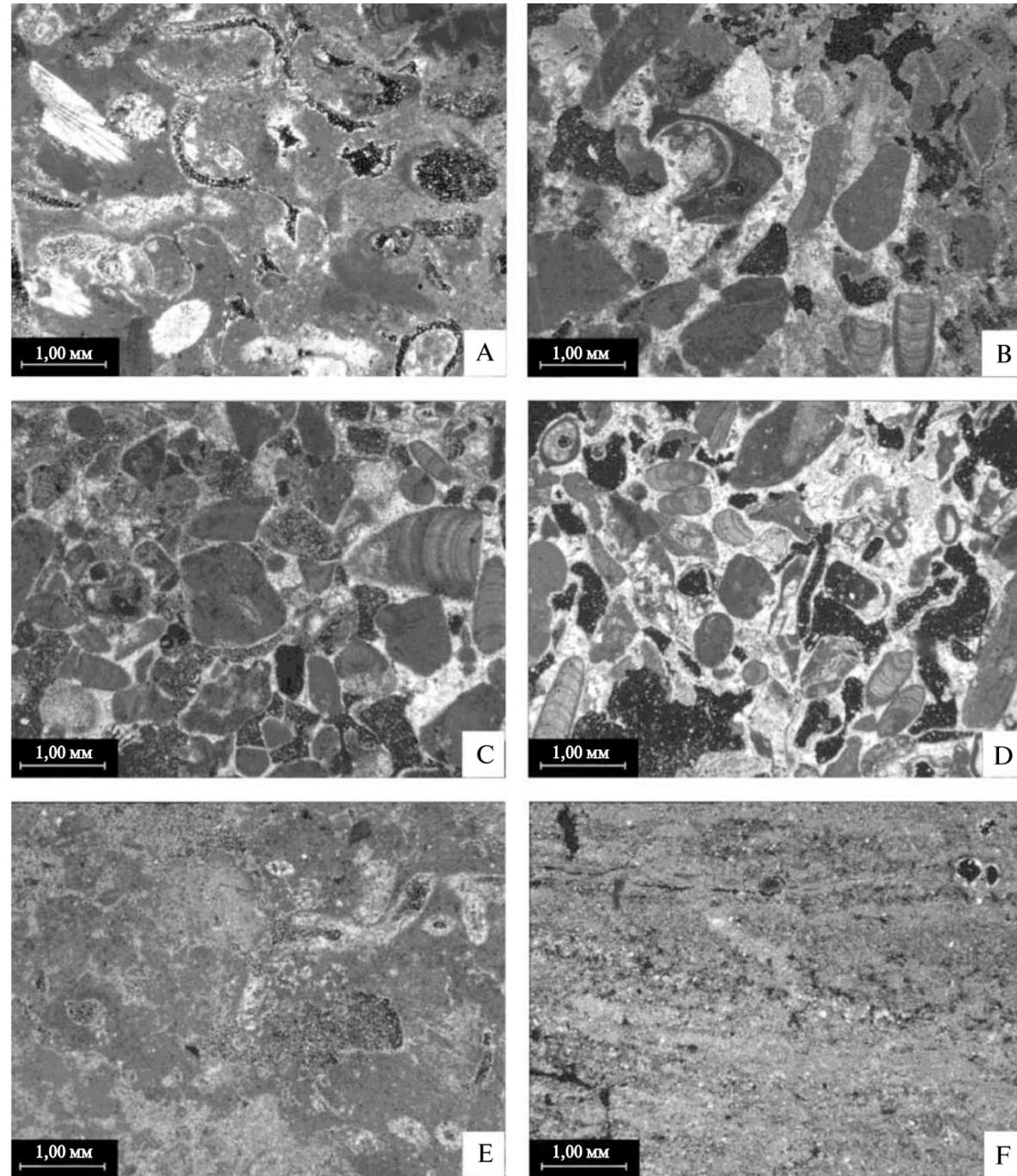


Рис. 83. Карбонатные слои в разрезе (карьер) 18–20-метровой террасы в 5 км южнее сел. Снубар. Фото А.Е. Додонова

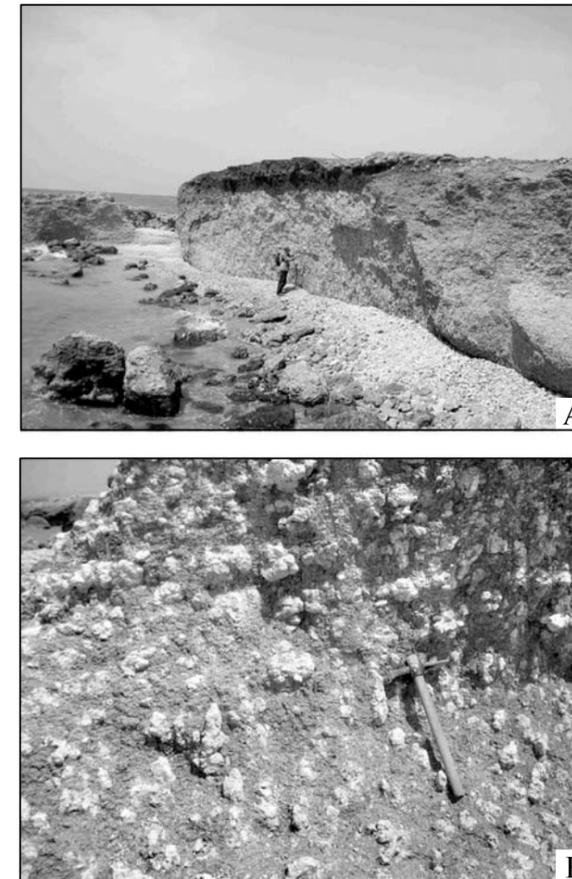
А — общий вид. В — обломочные карбонаты со следами слоистости. С — обломочные карбонаты с линзами хорошо окатанного галечника

шает 5–6 м над уровнем моря. Отложения террасы представлены здесь карбонатными глинами, фациально замещающими известняки; глины со-

держат многочисленные конкреции (рис. 85, А, В). Коричневато-серая окраска глин обусловлена присутствием окислов железа. В шлифах об-



**Рис. 84.** Состав и микроструктура осадков, слагающих низкие террасы морского побережья Сирии  
 А, В — обломочные известняки района Снубара: А — микрообломки морских раковин, сцементированные пелитоморфным и кристаллическим кальцитом; В — неравномерно окатанные микрообломки морских раковин. С, D — обломочные известняки: С — с острова Арвад, D — с острова Эль-Аббас. Е, F — карбонатные глины из разреза 12.05, расположенного в 2 км от сел. Араб эль-Мулк: Е — глины с включениями фораминифер, F — глины со следами слоистости. Микроструктурный анализ выполнен при консультациях с литологом Т.А. Садчиковой



**Рис. 85.** 5–6-метровая терраса, сложенная карбонатными глинами, в 2 км к югу от сел. Араб эль-Мулк. Фото А.Е. Додонова

А — обрыв террасы. В — деталь строения, видны многочисленные карбонатные конкреции в глине

наружены фрагменты фораминифер и следы течения (см. рис. 84, Е, F). Из базального слоя глин определены фораминиферы: планктонные — *Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinita glutinata* и бентосные — *Ammonia* sp., *Elphidium* sp. Такое сочетание не удивительно для четвертичного периода: бентосные формы характерны для мелководья. Разрез, представленный глинистыми и мергелисто-глинистыми осадками с карбонатами вверху, типичен для всего района от Джабле до Баниаса.

Возле г. Баниаса и южнее бровка нижней террасы повышается до 15–25 м над уровнем моря. Терраса становится абразионной или покрыта слоем морского песка и галечника мощностью 1–2 м. Ширина террасы не превышает первых сотен метров. Южнее г. Тартуса терраса вновь

снижается до 10–15 м, обнаруживая тенденцию дальнейшего понижения к югу.

#### 10.4. Палинологические результаты

Ниже приводится палинологическая характеристика разреза 12.05, расположенного в 2 км южнее сел. Араб Эль-Мулк (рис. 86). 13 отобранных образцов были охарактеризованы палинологом А.Н. Симаковой. Как отмечено выше, разрез сложен морскими глинами с частично эродированным слоем красноцветной почвы вверху (см. рис. 85, А).

Образцы из нижней части разреза (интервал 3,5–3,0 от кровли) содержат редкие семена *Picea*, *Pinus*, *Quercus*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Syringaceae*.

В интервале 3,0–2,5 м семена и пыльца древесных (*Pinus*, *Betulaceae*, *Quercus ilex*, *Carpinus*, *Celtis*, *Morus*) составляют менее 20%, а преобладают травы *Asteraceae* (до 70%) и *Brassicaceae* (45%). Изредка обнаруживается пыльца *Chenopodiaceae*, *Roaceae*, *Liliaceae*, *Cannabaceae*, *Thalictrum*. Состав этого спектра указывает на открытый лугово-степной ландшафт с небольшим количеством ксерофитных лесов и кустарников.

Интервал 2,2–0,8 м характеризуется относительным увеличением содержания пыльцы деревьев (в сумме от 20 до 70%), среди которых отмечены *Picea*, *Corylus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Oleaceae*, *Cotinus*, *Alnus*, *Quercus* и преобладает *Pinus* (30%). В верхней части интервала становится более ощутимым присутствие *Alnus*, *Tilia*, *Quercus* и *Betulaceae*. Среди пыльцы недревесных форм преобладают *Chenopodiaceae* (30%), *Asteraceae* (70%), *Brassicaceae* (15%) и *Syringaceae* (20%). Обнаружено несколько зёрен пыльцы *Rumex*, *Thalictrum*, *Draba*, *Artemisia* и *Roaceae*. Этот спектр указывает на лесостепной ландшафт. Лесное сообщество представлено хвойными и широколиственными с ксерофитным кустарником, тогда как открытые пространства заняты лугово-степными сообществами.

В двух образцах из почвенного слоя преобладает пыльца травянистых и кустарниковых со значительным содержанием *Chenopodiaceae* (85%) и *Asteraceae* (12%); отмечено присутствие *Cichoriaceae*, *Syringaceae*, *Roaceae* и *Tribulus*. Спектр пыльцы из верхней части почвы представлен *Betulaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae* и *Chenopodiaceae*. Набор пыльцы из почвы характеризует аридные условия с преобладанием степной растительности.



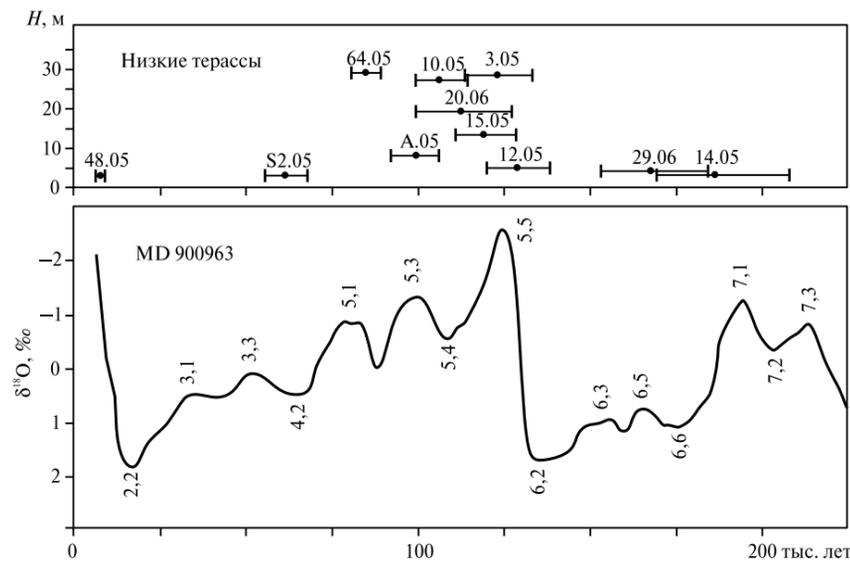


Рис. 87.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  возрасты и высотные отметки точек датирования в низких морских террасах Западной Сирии и их соотношения с кислородно-изотопными стадиями (кислородно-изотопная кривая MD 900963 приведена по данным [Bassiniot et al., 1994])

Интерпретируя геохронологию низких террас сирийского побережья, надо иметь в виду, что здесь невозможно следовать первичному определению термина «тирренская» терраса, поскольку это предполагает содержание в её отложениях раковин *Strombus bubonius*, а о них упоминается лишь для террасы окрестностей Баниаса, и то без конкретной документации. Это заставило нас опираться при выделении тирренских террас только на полученные геохронологические данные. Тирренскую террасу мы считаем эквивалентом интервала MIS5, представленного отложениями с возрастными от 70 до 130 тыс. лет (рис. 87). Это соответствует средней из трёх фаз тирренской трансгрессии, выделяемых в работе [Ambrosetti et al., 1972]: ранне-, средне- и неотирренской, которые цитируемые авторы сопоставляют, соответственно, с MIS 7, 5 и 3.

### 10.6. Проявления активной тектоники в деформациях морских террас

Новые  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  даты позволили обосновать отнесение тирренской террасы сирийского побережья к началу позднего плейстоцена и выявить

её позднечетвертичные деформации. Одним из важных результатов явилось обоснование возраста движений по Тартусской зоне разломов, представляющей собой северное продолжение разлома Роум (см. раздел 8.1). Согласно детальным батиметрическим данным, продолжение тирренской террасы образует между Баниасом и Тартусом цепь небольших мелких (до 30 м ниже уровня моря) впадин, протягивающихся вдоль берега. Они ограничены с запада эшелонированным рядом пологих подводных антиклиналей, две из которых частично подняты выше уровня моря в виде островов Арвад и Эль-Аббас, сложенных реликтами аккумулятивных форм типа прибрежных баров или дюн. Эти антиклинали и образуют Тартусскую зону. Возраст раковин с Арвада, определённый как ~100 тыс. лет, указывает на позднечетвертичный возраст антиклиналей, т.е. смещений по Тартусской зоне.

По данным о геоморфологии и составе отложений тирренской террасы побережья выделяется несколько поперечных зон разломов и деформаций, разделяющих поднятые и опущенные блоки (рис. 88). Позднечетвертичное поднятие района Латакии и вулканического плато района Баниаса проявляется в возрастании высот террасы и её абразионном характере. Зона Латакийского разлома отделяет Латакийский блок от расположенного южнее

прогиба Нахр Эль-Кебир. Позднечетвертичные смещения по разлому обосновываются различиями высот и строения нижних террас в разных его крыльях (см. раздел 8.2). Высота тирренской террасы постепенно понижается от северного фланга прогиба к югу, а затем повышается в Баниасском блоке. К югу от Тартуса высота террасы снова понижается. Амплитуда поднятия тирренской террасы в Латакийском и Баниасском блоках достигает 15–20 м за поздний плейстоцен и голоцен, если считать, что уровень тирренского моря был на 7–8 м выше современного. Это даёт среднюю скорость поднятия 0,1–0,2 мм/год.

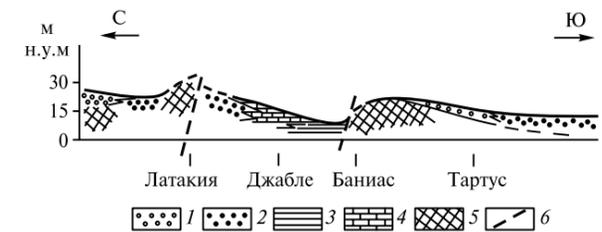


Рис. 88. Схематический геологический разрез вдоль средиземноморского побережья Сирии, показывающий неотектонические деформации тирренской террасы и её строение  
1 — галечник; 2 — песок; 3 — глина; 4 — карбонат; 5 — поочередная терраса; 6 — разломы

На юго-восточном борту прогиба Эль-Кабир плиоценовые отложения образуют поверхность на высотах ~200–250 м над уровнем моря [Geological map..., 1964]. По стратиграфическим данным (микрофауна, палеомагнитные измерения), полученным в разрезах террас Mardido и Msharfeh долины Нахр Эль-Кабир возле селений с теми же названиями, верхняя часть плиоцена на высоте 200 м над уровнем моря перекрыта отложениями верхов нижнего плейстоцена с возрастом ~1 млн лет [Девяткин, Додонов, 2000].

Приведенные данные предполагают скорость поднятия 0,2 мм/год в течение последнего 1 млн лет, которая соответствует и скорости позднеплейстоценового поднятия. Эти подсчёты характеризуют среднюю скорость поднятия в течение среднего и позднего плейстоцена в прибрежной области между Латакией и Баниа-

сом. Эвстатический фактор, влияющий на оценку уровня моря в течение ранне- и среднеплейстоценовых трансгрессий, частично упущен в этих расчётах. Полученный результат отличается от данных для четвертичных морских и речных террас Южной Италии [Bianca, Caputo, 2003; Dumas et al., 2003]. Указанные авторы обосновывают непрерывное поднятие со скоростями 1–2 мм/год в позднем плейстоцене района Регио Калабрия. Однако этот район расположен во фронте зоны субдукции и является одной из наиболее быстро поднимающихся областей мира, где в четвертичное время было сформировано большое число ступенчатых морских террас.



Рис. 89. Карбонатные слои низкой террасы (10–15 м), наклонённые на запад под углами 3–5°; участок побережья возле устья р. Рамле в 2 км севернее г. Джабле. Фото А.Е. Додонова

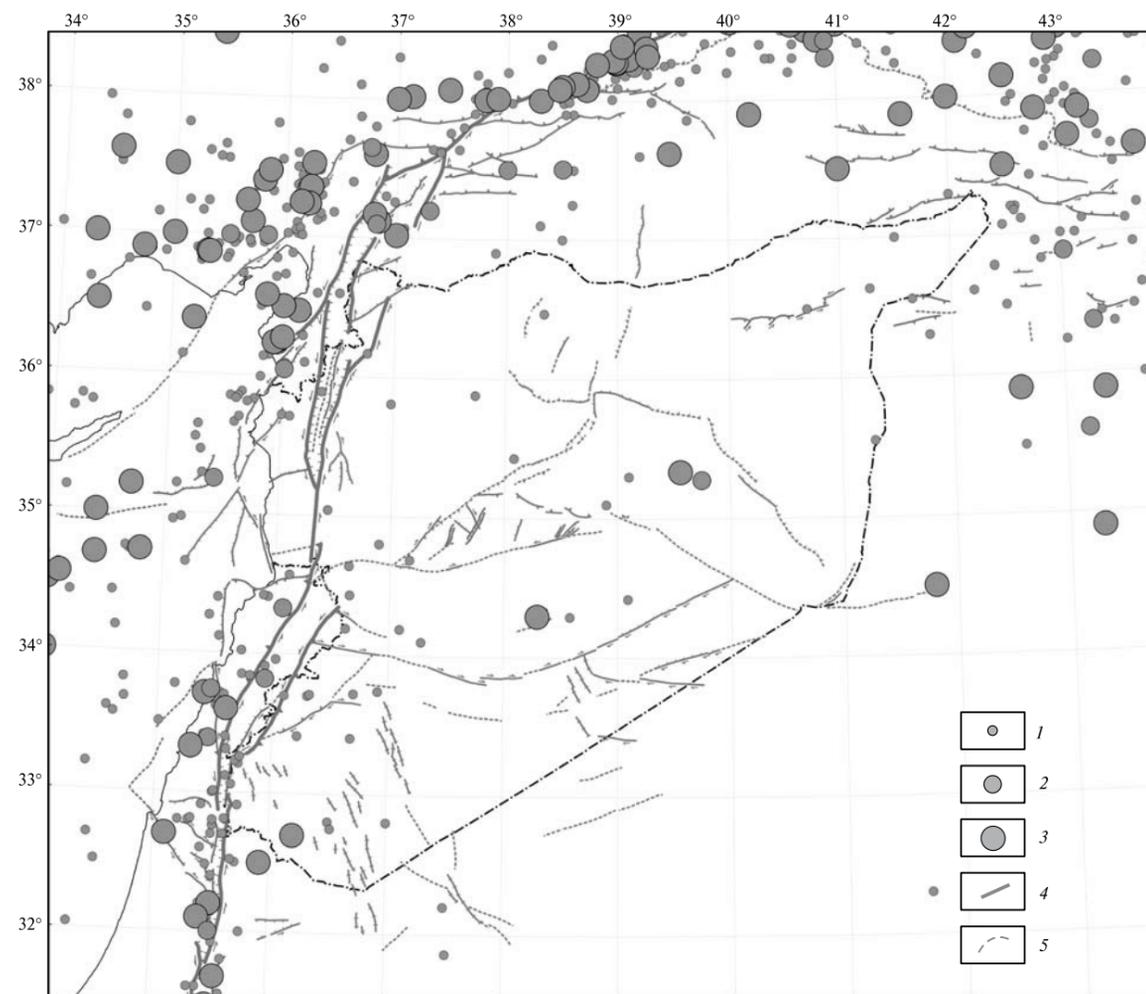
В других частях побережья скорость подъёма существенно меньше или его не было вовсе. В ряде мест, например, в 1–2 км севернее Джабле и в районе Сукаса, зафиксирован наклон тирренской террасы к западу, в сторону моря, под углами 3–5° (рис. 89). Положение тирренской террасы в Тартусской зоне и цепи впадин между ней и побережьем свидетельствует о позднечетвертичном опускании. Оно могло явиться одним из факторов затопления средне- и позднепалеолитических стоянок восточного побережья Средиземного моря [Coreland, 1981].

## Глава 11 Сейсмичность

### 11.1. Инструментальная сейсмичность

До конца XX в. инструментальные данные о землетрясениях в Сирии основывались на сведениях, зарегистрированных сейсмическими станциями в соседних странах. С начала XXI в. началась систематическая регистрация землетрясений сетью сейсмических станций, установленных Сейсмологическим центром Сирии на территории страны. Большинство инструментальных сведений о землетрясениях Сирии и её обрамления систематизировано в двух главных

международных базах данных, созданных в Голдене Геологической службой США [National Earthquake Information Center, 2010] и в Москве Институтом физики Земли РАН [Kondorskaya, Ulomov, 1995; GSHAP catalog..., 1997]. В этих каталогах и базах данных содержатся инструментальные сведения о землетрясениях Сирии и сопредельных территорий с магнитудами  $\geq 4$  за первую половину XX в. и  $\geq 3$  за его вторую половину и начало XXI столетия. В Приложении 3, часть В сведены данные о землетрясениях на территории Сирии и её обрамления с магнитудами  $\geq 5$  (рис. 90; см. Приложение 2). Там же указаны источники информации о каждом событии.



### 11.2. Сильные исторические землетрясения

Сирия принадлежит обрамляющему Аравийскую плиту поясу зарождения древнейшей производящей экономики и древнейших цивилизаций [Трифонов, Караханян, 2004, 2008]. Здесь ранее, чем в других регионах, возникла письменность и использовалась для регистрации жизненно важных событий. Древнейшие сильные землетрясения в регионе выявлены по археосейсмологическим данным, а затем и письменным свидетельствам. Первым землетрясением, чётко зафиксированным в письменном источнике, явилось событие ~759 г. до н.э. В Книге пророка Захарии о нём написано так:

«И станут ночи Его (Господа) в тот день на горе Елеонской, которая пред лицом Иерусалима к востоку; и раздвоится гора Елеонская от востока к западу весьма большою долиною, и половина горы отойдет к северу, а половина ее — к югу. И вы побежите в долину гор Моих; ибо долина гор будет простираться до Асима; и вы побежите, как бежали от землетрясения во дни Озии, царя Иудейского... И будет в тот день, живые воды потекут из Иерусалима, половина их к морю восточному и половина их к морю западному: летом и зимой так будет» [Зах. 14: 4–5].

Упоминание об этом событии есть и в Книге пророка Амоса [Амос 1: 1, 3, 14–15]. Поскольку годы правления иудейского царя Озии известны, землетрясение датировано 759 г. до н.э. Его магнитуда  $M_S$  оценена в 7,3 по аналогии с деформационным эффектом более поздних подобных событий [Nur, 1991]. Особенно интересно указание на возникновение сейсмогенного разрыва, по которому «половина горы отойдет к северу, а половина ее — к югу». Это вполне соответствует сдвиговому типу смещений по DST — основной сейсмоактивной зоне разломов региона.

Систематическая регистрация последствий сильных землетрясений началась на территории Сирии и окружающих областей в конце I тысячелетия до н.э. Поскольку в ходе исторического развития этот регион оказывался в сфере влияния различных культур и политических образо-

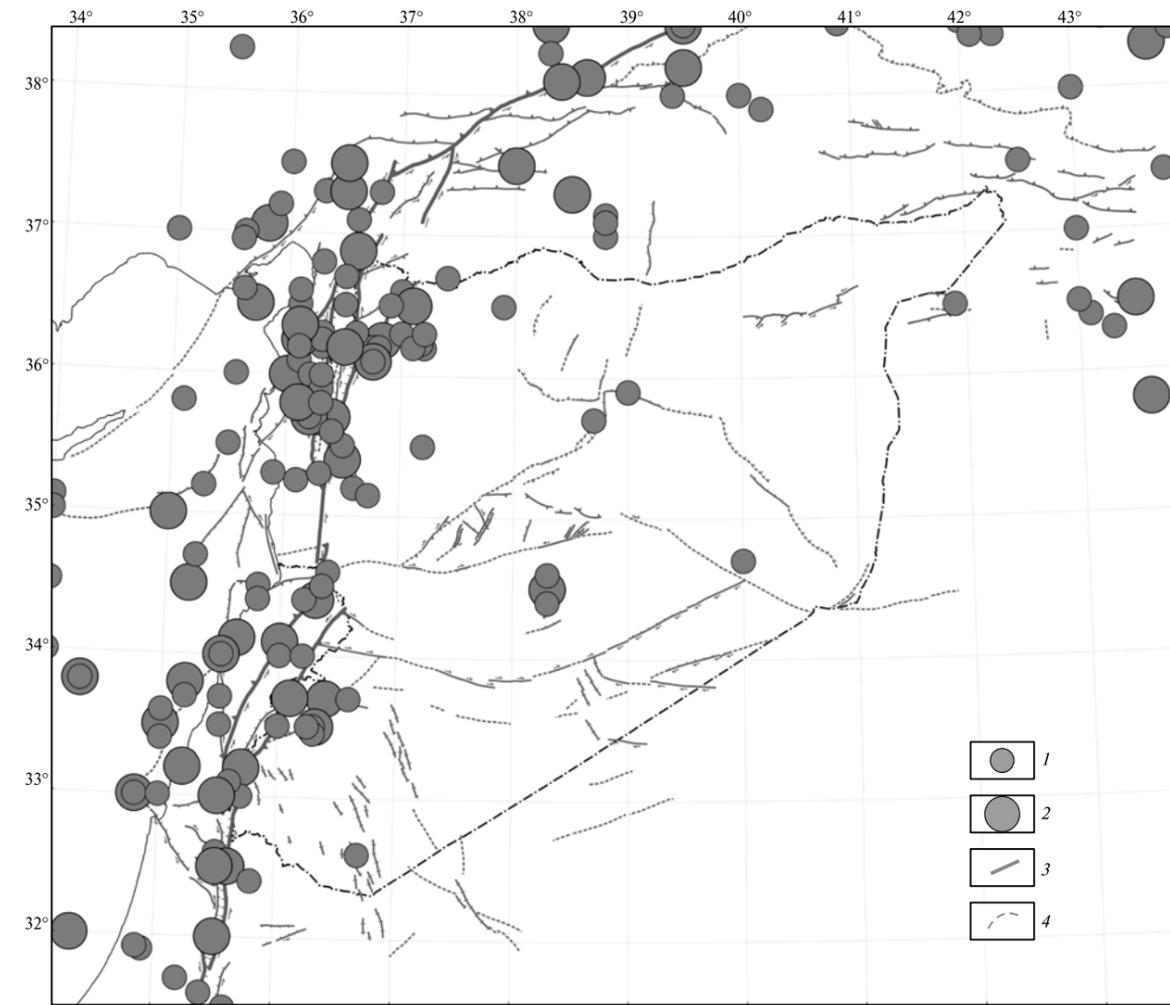
ваний, свидетельства землетрясений рассеяны в письменных источниках на древнегреческом, латинском, греко-византийском, арабском, армянском и других языках. Нередко эти источники находятся сейчас далеко за пределами региона. Специальные исследования посвящены анализу и сейсмическому осмыслению данных арабских [Poirer, Taher, 1980; Sbeinati et al., 2005], армянских [Catalogs..., 1997] и греко-латинских [Guidoboni et al., 1994] источников. Полученные сведения обобщены в виде хронологических сводок и каталогов в масштабах как отдельных стран [Ambraseys, 1992; Ambraseys, Finkel, 1995; Ambraseys, Melville, 1982; Berberian, 1994; El Hakeem, Anwar Al Imam, 1988; Plassard, Kogoj, 1981; Soysal et al., 1997; Taymaz et al., 1991], так и региона в целом [Ambraseys, 2009; Ben-Menahem, 1991; Catalogs..., 1997; GSHAP catalog..., 1997; Kondorskaya, Shebalin, 1982; Kondorskaya, Ulomov, 1995; National Earthquake Information Center, 2010; Papazachos, Papazachou, 1997; Sbeinati et al., 2005; Tiedemann, 1991; Трифонов, Караханян, 2004]. Дополнительные сведения об исторических землетрясениях содержатся в статьях и монографиях, посвящённых сильнейшим сейсмическим событиям [Ambraseys, Barazangi, 1989; Ambraseys, Melville, 1988; Nur, 1991], палеосейсмическим [Ambraseys, Jackson, 1998; Ambraseys, Melville, 1995; Gomez et al., 2003; Karakhanian et al., 2008; Meghraoui et al., 2003; Yeats et al., 1997] и археосейсмическим [Archaeoseismology, 1996] проявлениям в зонах активных разломов и методических работах по сейсмотектонике [Ambraseys, 1988, 1989].

На основе анализа данных, приведённых в перечисленных публикациях, составлен сводный каталог параметризованных исторических землетрясений региона с магнитудами  $M_S \geq 5,7$  с ~2500 г. до н.э. по 1900 г. (рис. 91; см. Приложение 3, часть А). Там же указаны источники информации о каждом сейсмическом событии. Заметим, что  $I_0$  в каталоге нередко отражает максимальную зафиксированную интенсивность сотрясений, а не интенсивность в эпицентре, которая по тем или иным причинам не могла быть установлена. Различные магнитуды, указанные в источниках, пересчитаны на  $M_S$ .



Рис. 90. Инструментальные землетрясения территории Сирии и её обрамления (по Приложению 3, часть В с дополнением землетрясений с  $M_S < 5$  по региональным каталогам)

1–3 — эпицентры землетрясений с магнитудами: 1 —  $M_S < 5$ ; 2 —  $M_S = 5,0-5,6$ ; 3 —  $M_S = 5,7-6,8$ ; 4 — активные и возможно активные разломы (типы разломов см. на рис. 50); 5 — предполагаемые продолжения разломов



**Рис. 91.** Исторические землетрясения территории Сирии и её обрамления (по Приложению 3, часть А)  
 1, 2 — эпицентры землетрясений с магнитудами: 1 —  $M_S = 5,7-6,9$ ; 2 —  $M_S = 7,0-7,8$ ; 3 — активные и возможно активные разломы (типы разломов см. на рис. 50); 4 — предполагаемые продолжения разломов

Сопоставление каталогов инструментальных и исторических землетрясений с проявлениями активной тектоники (см. Приложения 2 и 3 и рис. 90 и 91) приводит к двум выводам. Во-первых, эпицентры (и гипоцентры в тех случаях, когда их удаётся определить) сильнейших землетрясений тяготеют к главным зонам активных разломов. Это DST и примыкающие к ней зоны нарушений прибрежной области, EAFZ и пояс молодых складок северного края Аравийской плиты. Существенно реже проявляли сейсмическую активность Пальмириды (Дамасский разлом и разломы окрестностей Пальмиры), а также разломы Евфратский и Расафэ-Эль-Файд. Во-вторых, в XX в. и начале XXI в. на фоне об-

щего уменьшения силы землетрясений и количества выделенной ими сейсмической энергии наиболее заметно уменьшилась сейсмичность DST. Смысл и значение этого явления, впервые отмеченного ещё 30 лет назад [Garfunkel et al., 1981], обсуждается в главе 13.

Анализ перечисленных литературных источников показал, что с сильными историческими землетрясениями связаны такие бедствия, как перемещения по разломам; деформации земной поверхности, иногда приводившие к изменениям береговых линий; крупные оползни; наводнения и, наконец, цунами. Свидетельства цунами зарегистрированы на средиземноморских побережьях Сирии и соседних территорий, а в

**Таблица 10.** Проявления цунами на Сирийско-Ливанском побережье и Кипре

№ п/п	Год	Месяц	День	Проявления цунами	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	H
1	2100–1560 до н.э.**			Цунами в Мёртвом море	11, 27	31,1	35,5	6,8	9	
2	~1365 до н.э.			Угарит. Цунами на побережье Сирии	11, 24, 32, 35	36,0	36,0	7,3	9	
3	759 до н.э.**	10	11	Иудея, Самария и Галилея. Сейши в Галилейском море (?). Цунами на побережье Палестины	11, 19, 35	33,2	35,7	7,3	11	
4	590 до н.э.**			Финикия. Цунами на побережье Ливана	24, 30, 32	33,5	35,5	6,8	8	
5	525 до н.э.			Финикия. Цунами на побережье Ливана	30, 24, 32	33,5	35,0	7,5	10	
6	148–138 до н.э.	2	21	Левант. Цунами между Акрой и Тиром	11, 30, 32	34,5	35,2	7,4	9	
7	92 до н.э.	2	28	Левант и Кипр. Цунами на побережье Ливана и Палестины. Затопление Пелусиума	11, 24	35	35	7,0	20	
8	69–64 до н.э.**			Левант. Цунами на побережьях Кипра и Палестины	11, 19, 24, 29, 30, 33	36,25	36,1	6,8	8–9	
9	26 до н.э.			Кипр (Пафос). Пелусиум в Египте был затоплен	11	34,7	32,5	7,1		
10	115	12	13	Левант. Цунами на побережьях Северной Палестины (Яффа, Кейсария) и Ливана	6, 8, 10, 23, 29, 32, 33	35,8	35,1	7,5	9	
11	303–304			Левант. Цунами в Кесарии	29, 30, 31, 32	33,8	34,3	7,1	9	20
12	348–349**			Северный Левант. Цунами на побережьях от Бейрута до Латакии	10, 19, 29, 24	36,25	36,1	7,0	9	23
13	365	7	21	Сильнейшее в Средиземном море землетрясение с эпицентром юго-западнее Крита. Цунами зарегистрировано на разных побережьях моря (Крит, Александрия, Эмпидавр в Адриатике, Сицилия, Кипр) [Трифонов, Караханян, 2008] и, возможно, проявилось на побережьях Леванта	10, 19, 24, 29	34,7	24,0	>8	11	150
14	450–457**	9		Левант (наиболее проявилось в Триполи). Возможно, сопровождалось цунами на севере Ливана и в Сирии	19, 32, 33	34,4	35,8	6,7	8	
15	502	08	22	Ливан. Отпускание части Тира и Сидона, возможно, сопровождалось цунами	19, 23, 32, 33	33,0	34,8	7,2	9	30
16	551	7	09	Левант. Цунами на побережье Ливана. В Бейруте ему предшествовало отступление моря на 2 мили	10, 19, 23, 29, 32	34,0	35,5	7,2	10	28
17	747**	01	18	Цунами в Мёртвом море	24, 27, 30, 32	32,5	35,6	7,2	9	25
18	860**	1		Возможно, вызвало цунами в Акке	10, 23, 32	35,7	36,4	7,4	9–10	33
19	991**	04	05	Цунами на побережье Сирии	10, 11, 19, 31, 32, 33	33,7	36,4	7,1	9	22
20	1033**	12	05	Западнее Газы. Цунами на побережье Палестины (и Ливана?)	6, 11, 28, 29	32,50	35,50	7,1	10	

Таблица 10. Окончание

№ п/п	Год	Месяц	День	Проявления цунами	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	M <sub>S</sub>	I <sub>0</sub>	H
21	1068	3	18	Западнее Газы. Цунами на побережье Палестины	11, 24, 35	32,0	34,3	7,0		16
22	1114**	11		Южная Турция. Цунами возле Ангиохии	32	37,3	36,5	7,7	9	40
23	1170**	06	29	Левант. Цунами на побережьях Леванта	6, 19, 29, 30, 31, 32	35,0	36,3	7,7	10	35
24	1202**	05	20	Ливан. Цунами на побережьях Леванта и Кипра	8, 20, 23, 29, 30, 32, 33, 35	34,1	36,0	7,6	10-11	30
25	1222	05		Цунами на побережьях Кипра (и Леванта?)	11	34,5	33,0	6,6		
26	1302**	08	09	Цунами на побережье Ливана и Александрии	11, 24, 32	31,92	34,85	6,5		
27	1402	11	16	Западнее Палестины. Цунами на побережьях Леванта (и Кипра?). В Лагакки и Искандерунском заливе перед цунами море отступило на 1 милью	11, 24	33,0	34,8	6,8		20
28	1404**	02	20	Цунами на побережье Сирии	30, 31, 31	35,7	36,2	7,4	9	30
29	1408**	12	29	Цунами в Лагакки	9, 30, 31, 32	35,8	36,1	7,4	9-10	25
30	1481	10	03	Кипр. Цунами на побережье Ливана	11	38,2	28,5	7,0		
31	1546**	09	29	Цунами на побережьях Кипра и Палестины	11, 30, 32	32,0	35,5	7,0		
32	1752	7	21	Западнее сирийского побережья. Цунами на сирийском побережье	11, 30, 32, 33, 35	35,2	35,3	6,8	8	
33	1759**	10	30	Южный Ливан. Цунами на побережьях Ливана и Палестины и в Галилейском море	4, 30, 32	33,1	35,6	6,6	8-9	20
34	1759**	11	25	Ливан. Цунами в Акре	4, 6, 11, 16, 23	33,7	36,1	7,4	9-10	30
35	1822**	8	13	Южная Турция и соседняя Сирия. Цунами в Искандерунском заливе, Лагакки и Бейруте	2, 11, 23, 30, 31, 32, 33, 36	36,1	36,75	7,0	9	18
36	1837**	1	01	Палестина. Цунами в Галилейском море	11, 32, 35	33,0	35,5	7,1	9	
37	1856	10	12	Цунами в Хайфе и на побережье Ливана	11	35,5	26,0	8		
38	1872**	04	03	Цунами на побережьях Сирии и Южной Турции	2, 4, 11, 23, 31, 32	36,2	36,5	7,2	9-10	10
39	1886	08	27	Цунами на побережьях Греции (и Леванта?)	11	37,1	21,4	7,3		

\* См. Приложение 3, часть С.

\*\* Землетрясения с эпицентрами на суше.

четырёх случаях также в Мёртвом и Галилейском морях (табл. 10). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, по макросейсмическим данным, из 36 зафиксированных в источниках цунами, 22 связаны с сильными землетрясениями в активных зонах, которые расположены на суше вблизи берега. Такие цунами могли быть связаны с вторичными эффектами землетрясений, например, крупными оползнями на крутых участках континентального склона. При этом некоторые из них проявлялись не только на соседних участках левантского побережья, но достигали Кипра и, в редких случаях, Александрии.

### 11.3. Археосейсмичность

Обилие археологических памятников на территории Сирии делает весьма продуктивными археосейсмологические исследования. Признаки сейсмических воздействий обнаружены в руинах многих древних сооружений, начиная с бронзового века (Эбла, Катна, Угарит) и кончая античностью (акведук возле сел. Аль-Хариф, Пальмира, остров Арвад, Минет ет-Хальва, храм Беркеш на юге разлома Серхайя) и средневековьем (монастырь Св. Симеона и соседний город Теланиссос, крепости Расафе, Маркаб и Крак де-Шевалье). Различаются два направления сеймотектонического использования археологических данных. Это, во-первых, уточнение параметров активных разломов и, во-вторых, выявление и уточнение макросейсмических параметров землетрясений прошлого.

#### 11.3.1. Использование археологических данных для изучения активных разломов

Наиболее очевидный способ использования археологических данных — датирование с их помощью смещённых или деформированных слоёв и элементов рельефа. С помощью этого метода, скомбинированного с радиоизотопным датированием базальтов (K-Ar и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методы) был определён возраст низких террас Евфрата и оценено их смещение по Евфратскому разлому (см. раздел 2.7). Подобная комбинация археологического и радиоизотопного (<sup>230</sup>Th/U)

методов была использована при корреляции морских террас средиземноморского побережья Сирии с речными террасами, причём в этом случае морские террасы датировались <sup>230</sup>Th/U методом, а по археологическим находкам оценивался возраст речных террас (см. раздел 10.3). Примером использования археологических данных для датирования существенно более молодой структуры является сейсмогенный микрограбен на восточном борту впадины Эль-Габ в г. Афамя (см. рис. 56, А и 57). Грабен заполнен делювиально-коллювиальными отложениями, содержащими римско-ранневизантийскую керамику, удостоверяющую его молодой возраст. Столь же молодой возраст смещения обоснован находками керамики на северном окончании южного подсегмента сегмента Эль-Габ DST (см. рис. 53).

Более редкими и потому более интересными представляются случаи смещения и деформации археологических объектов в зонах активных разломов. К их числу относится рассмотренное выше смещение римского акведука на ~12 м вдоль того же подсегмента DST возле сел. Аль-Хариф (см. раздел 8.1 и рис. 54). Акведук был сооружён в I в. до н.э. — I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э. [Meghraoui et al., 2003; Sbeinati et al., 2009]. Изучением траншеи, прорытой рядом с акведуком через главную смещающую его ветвь разлома, установлено, что выявленное смещение является кумулятивным эффектом как минимум трёх сильных землетрясений, последним из которых было событие 1170 г. [Meghraoui et al., 2003]. Их возраст определён радиоуглеродным и археологическим датированием нарушенных слоёв.

Особый интерес вызывают деформации монастыря Св. Симеона в зоне одноименного разлома на северо-западе Сирии, поскольку они характеризуют блок пород, сжатый и выдавленный в виде невысокого узкого хребта между ветвями разлома. Они кулисно подставляют одна другую таким образом, что южный сегмент начинается восточнее окончания северного сегмента (см. раздел 8.1 и рис. 58). Монастырь расположен на известняковом основании хребта.

*История и архитектура монастыря Св. Симеона.* Св. Симеон-Стопник (392-459) принадлежит к числу наиболее почитаемых учителей Ранней Христианской церкви. В 22-летнем возрасте он обосновался в монастыре города Теланиссос (современный Дейр-Симан), а через 3 года перебрался на соседний хребет, где, по преданию, более 40 последних лет жизни про-

поведовал со специально выстроенной колонны (столпа). После его смерти по настоянию последователей и прежде всего Св. Даниила-Стопника (409–493) и по повелению византийских императоров Льва и Зенона в 476–490 гг. на этом месте был возведен крестообразный храм Св. Симеона-Стопника [Karakhanian et al., 2008; Трифионов, Караханян, 2008].

Храм сооружался в эпоху, когда крестообразная конструкция еще не была разработана. Поэтому крестообразная форма была достигнута оригинальным сочетанием практиковавшихся тогда архитектурных элементов: атриума и базилики. В центре находился восьмиугольник со столпом, — аналог атриума, возможно, крытый деревянным куполом (рис. 92 и 93). От него крестообразно отходили четыре крыла в форме трехнефной базилики. Северное, южное и западное крылья почти квадратные (25×24 м), а восточное крыло удлинено до ~32 м и снабжено тремя абсидами на конце. Стены храма сложены блоками из местного известняка и, за исключением западного крыла, установлены на коренном известняке, который, будучи обработан, слагает на значительном протяжении нижние части стен на высоту до 1 м. Западное крыло залегает на коренных породах лишь вблизи восьмиугольника, а западнее покоится на арочной колоннаде, образуя «лоджию». Вход в храм первоначально находился в западном крыле, а затем был перенесен в южное.



Рис. 92. Главный храм монастыря Св. Симеона — вид от центра западного крыла через столп на восточное крыло

А, В и С маркируют ось симметрии храма, ориентированную в направлении 100° ВЮВ и проходящую через центр западной арки центрального восьмиугольника (А), центр столпа (В) и центр восточной арки восьмиугольника. D — центр главной абсиды восточного крыла, направление на него отклоняется от оси на 3° к северу и ориентировано по азимуту 97° ВЮВ



Рис. 93. Космическое изображение Quick Bird монастыря Св. Симеона

1 — главный храм; 2 — западное крыло храма (лоджия); 3 — капелла; 4 — братский корпус; 5 — баптистерий; 6 — капелла баптистерия; 7 — водный резервуар

В конце V — начале VI в., после сооружения храма, рядом с ним возник ряд других построек, превративших комплекс в монастырь [Tchalenko, 1953]. Важнейшие из них (с севера на юг) — капелла, соседствующая с восточным крылом; братский корпус для монахов; баптистерий с пристроенным маленьким храмом (см. рис. 93). Вероятно, тогда же появились два небольших помещения: протесис к северу и дяконикон к югу от алтарной части главного храма. Северная и восточная стены протесиса на высоту до 1,5 м вырублены в коренном известняке. Основания стен баптистерия также вырублены в коренной породе. Было оборудовано несколько цистерн для сбора дождевой воды. Крупнейшая из них находилась примерно в 40 м к западу от западного крыла.

Монастырь сильно пострадал при землетрясении или землетрясениях конца 520-х годов, но был восстановлен. При этом главный храм лишился купола над центральным восьмиугольником (если он существовал прежде), а вход был перенесен к южному крылу. Именно в таком восстановленном виде храм описал Эвагриус в 560 г. [Tchalenko, 1953]. Однако затем монастырь вновь пострадал от арабских завоеваний VII в. и землетрясений.

В результате, к концу X в., когда Византия восстановила контроль над этой территорией, большая часть главного храма оказалась разрушенной. Понадобились восстановительные работы. Мозаичный пол восточного крыла и, возможно, часть стен были переложены в 979–986 гг., в эпоху правления императоров Василия II

Булгаробойца (976–1026) и Константина VIII (976–1028). Об этом сохранились соответствующие надписи. Тогда же монастырь был обнесен мощной стеной с башнями и превращен в крепость (отсюда его название Калат-Симан — Крепость Св. Симеона).

В XI в. крепость вновь взяли арабы. Пострадавшая при захвате, она затем подверглась новым землетрясениям, была разрушена и опустела. Но еще в XVI в. восточное крыло главного храма и баптистерий использовались под жилище. Сейчас крепость является музеем.

**Проявления сейсмической деформации.** Стены северного, южного и большей части западного крыльев главного храма почти взаимно перпендикулярны и ориентированы в направлениях ~100° ВЮВ и 10–12° ССВ, соответственно. Однако еще прежние исследователи отмечали, что ось симметрии, проведенная от центра западного крыла через центральный столп на середину центральной абсиды алтаря, в восточном крыле отклоняется на 3° к северу, простираясь в направлении 97° (см. рис. 92). Выполненные нами обмеры обнаружили еще большие отклонения [Karakhanian et al., 2008]. Так, северная и южная стены восточного крыла ориентированы в направлении 94°, т.е. отличаются на 6° от простирающихся стен других крыльев. Это даёт отклонение приалтарной части боковых стен примерно на 3 м от оси симметрии храма, проведенной через западное крыло и центральный столп, и южная стена оказывается длиннее северной на 2,5 м. Параллельно развёрнутым боковым стенам восточного крыла ориентированы и плиты мозаичного пола, уложенного в 979–986 гг.

Рядом с боковыми стенами восточного крыла обнаружены цоколи более древних стен, простирающихся в направлении 91° (A–D на рис. 94, А). Они отходят от нынешних стен и в приалтарной части отклоняются от них на ~1 м. Алтарная стена перпендикулярна этим древним стенам, будучи ориентирована в направлении 1°. Отклонение древних элементов конструкции от оси симметрии достигает 9° против часовой стрелки, или ~4 м. В том же направлении (91°) ориентирована и северная стена капеллы, примыкающей к дяконикону, тогда как её южная стена простирается в направлении 97° (параллельна оси восточного крыла) и сохранила следы древней реставрации. Подобное различие простирающихся северной и южной стен обнаружено и в баптистерии.

На западном продолжении боковых стен арочной колоннады, поддерживающей лоджию

западного крыла храма, сохранились основания стен, которые, вероятно, были частью конструкции первоначального входа. Сейчас эти стены изогнуты по часовой стрелке на 7–9°, т.е. на расстояние до 3 м (см. рис. 94, В). Значительные изгибы выявлены в стенах небольшого сооружения, расположенного в 40 м западнее и ниже на склоне хребта. Это неправильный четырехугольник, который, возможно, служил водосборным бассейном, а сейчас его внутреннее пространство засыпано камнями. Особенно резко изогнута против часовой стрелки самая западная часть южной стены сооружения, однако этот изгиб мог появиться в результате восстановительных работ, на которые указывают различия стилей прежней и новой кладки.

**Интерпретация деформации монастыря Св. Симеона.** За редкими исключениями, христианские храмы ориентированы алтарем примерно на восток. Поскольку компас появился в христианских странах достаточно поздно, а учет магнитных склонений начался лишь с XX в., прежде ориентировка на восток определялась по первому лучу солнца в день святого, которому посвящался храм. При этом ошибки до 10° были вполне возможны. Известен пример — храм Сан Проколо ди Натурно (VII в., Рим), где из-за ошибки строителей отклонение достигло 16° к северу; дабы частично поправить его, в конце средних веков алтарь был развернут на 6°. Поэтому, само по себе, общее отклонение храма Св. Симеона от стран света на ~10° вполне ordinarily. Необычными являются изгибы элементов конструкций и, прежде всего, восточного крыла храма.

Изгиб восточного крыла на 3° отмечался прежними исследователями [Butler, 1920; Krenker, 1939; Tchalenko, 1953]. Поскольку строительная ошибка представлялась маловероятной для того уровня строительных работ, какой был тогда в Византии, и того религиозного значения, какое имел храм, изгиб посчитали архитектурным замыслом. Предполагалось, что ориентировка границ восьмиугольника определялась по положению прямоугольного пьедестала под столпом, стороны которого простираются по азимутам ~18° СВ и 108° СЗ, и к восьмиугольнику пристраивались базилики крыльев. Северное, южное и западное крылья, как не имевшие обрядового значения, ориентировались по границам восьмиугольника, т.е. в конечном счете, по направлением пьедестала столпа. Восточное крыло как предназначенное для богослужения было развернуто к востоку.

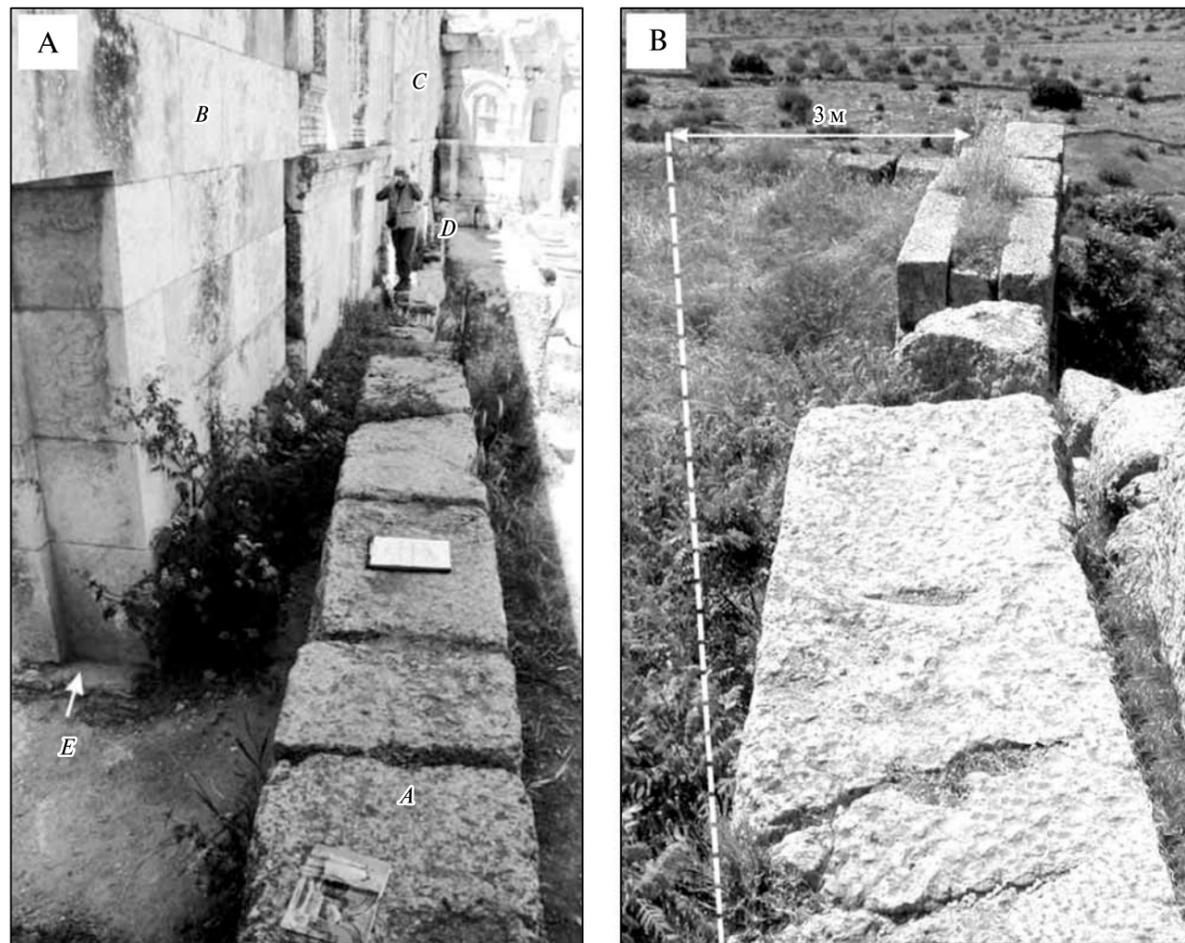


Рис. 94. Фрагменты разрушенных древних стен храма Св. Симеона

А — древняя северная стена восточного крыла, вид от протесиса (А — древняя стена, В — новая стена, кладка которой была реставрирована в XX в., С — новая стена с первоначальной кладкой, D — место перехода древней стены в продолжение новой стены, существующей по сей день, E — старое основание новой стены, на котором в XX в. был возведён реставрированный участок стены); В — сейсмогенный изгиб продолжения западного крыла (бывшего входа в храм)

Однако такое объяснение изначального планирования «кривого» храма или сознательного искажения его правильной формы в ходе строительства представляется неубедительным. Элементы северного, южного и западного крыльев ориентированы отнюдь не вдоль граней основания столпа, а под углом 7–8° к ним. Стало быть, ориентировка граней не была определяющей. Разворот восточного крыла лишь наполовину приблизил его к направлению на восток. Выше показано, что отклонения от строгого соблюдения направления на восток вполне допускались в ту эпоху и не требовали разворота части конструкции. «Архитектурная» интерпретация не объясняет большего изгиба разрушенных древних боковых стен восточного крыла по сравне-

нию с теми, которые были возведены там позднее, и того факта, что алтарная стена перпендикулярна именно этим разрушенным стенам, тогда как вновь построенные стены примыкают к ней косо. Не способна объяснить «архитектурная» интерпретация и деформации, наблюдаемой в основании стен прежнего входа у западного крыла храма.

Всё это склонило нас к сейсмотектонической интерпретации искривлений главного храма и других сооружений Калат-Симана. Предлагаются два варианта такой интерпретации: «минимальный», или компромиссный, и «максимальный» [Karakhanian et al., 2008]. По «минимальному» варианту, искривление всего восточного крыла на 6° признаётся архитектур-

ным замыслом, а сейсмотектоническими считаются лишь те искривления конструкций главного храма и капеллы, которые никак не могут быть признаны архитектурным замыслом (рис. 95). Это искривление на 3° цоколей древних боковых стен западного крыла относительно стен, построенных вместо них позднее, и соответствующий разворот против часовой стрелки алтарной стены храма и северной стены капеллы. Они дают деформацию в 1–1,5 м в полосе шириной до 15 м. Их дополняет искривление по часовой стрелке стен прежнего входа в западное крыло храма на 7–9°, или до 3 м, в полосе шириной до 25 м. В совокупности эти две зоны деформации отражают выжимание к югу горных масс основания монастыря, т.е. хребта Симан, заключённого между ветвями разлома. Для устранения последствий этой деформации вход в храм был перенесён от западного крыла к южному, восстановлена южная стена капеллы, построены новые участки боковых стен восточного крыла храма, а алтарная стена, сохранив прежнее направление, была перестроена: свод над центральной абсидой стал асимметричным, и его центр оказался вдвое ближе к южному краю абсиды, чем к северному.

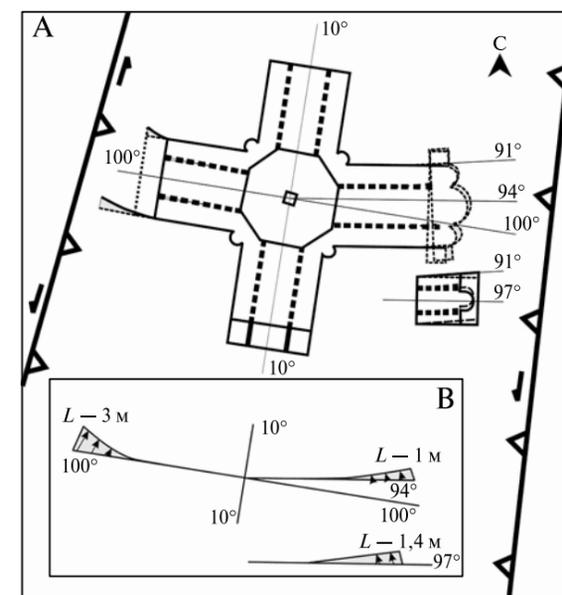


Рис. 95. «Минимальная» модель сейсмогенной деформации главного храма и капеллы монастыря Св. Симеона

А — модель. В — предполагаемая диаграмма деформации (величина деформации показана серым цветом)

Согласно «максимальному» варианту, сейсмотектоническими признаются не только все деформации «минимального» варианта, но и изгиб стен западного крыла храма на 6°, т.е. до 3 м (рис. 96). В этом случае общий изгиб восточного крыла достигает 9°, т.е. ~4 м, а ширина деформированной полосы — 40 м. Деформация произошла, по меньшей мере, в два приёма: до того, как на месте изогнутых боковых стен восточного крыла были возведены новые стены, и после этого. Величина выжимания горных масс хребта Симан к югу в этом варианте возрастает. Если признать деформацией также изгиб против часовой стрелки южной стены предполагаемого водосборного бассейна к западу от западного крыла, то выжимание дополняется Z-образным изгибом, характерным для зон левых сдвигов.

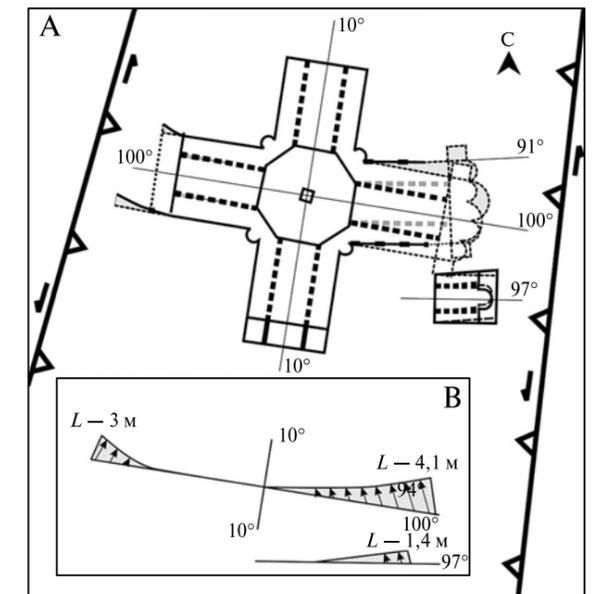


Рис. 96. «Максимальная» модель сейсмогенной деформации главного храма и капеллы монастыря Св. Симеона

А — модель. В — предполагаемая диаграмма деформации (величина деформации показана серым цветом)

В итоге реконструируется сложная деформация хребта Симан, расположенного между кулисно расположенными окончаниями сегментов разлома. Помимо левого сдвига и сопровождавшей его деформации, присущих всему разлому, здесь геологически выявляется дополнительное сжатие, приведшее к воздыманию хребта Симан, и по деформации конструкций монастыря устанавливается выжимание горных масс хребта к

югу. Сжатие может быть объяснено тем, что на участке кулисного подставления сегментов они отклоняются на  $\sim 10^\circ$  к ЮЗ–СВ от генерального направления сдвига, а выжимание к югу — тем, что окончания сегментов сближены на севере и расходятся в южном направлении, где из-за этого сжатие уменьшается [Karakhanian et al., 2008].

Вместе с тем, принимая сейсмотектоническое объяснение искривлений конструкций монастыря, мы должны иметь в виду, что в этих сооружениях и их скальном основании не было обнаружено никаких сейсмотектонических смещений по разломам. Не удалось проследить внутрь сооружений и сами разломные уступы, наблюдавшиеся вне монастырского комплекса. Они были выровнены при строительстве и затем покрылись культурным слоем. Таким образом, следует признать, что деформация была пластической, не сопровождалась образованием заметных трещин скольжения и отрыва в скальном основании, а возникшие при ней повреждения кладки устранены частичным возведением новых стен в восточном крыле храма и на южной стороне капеллы и перенесением входа в храм от западного крыла к южному. Обнаруженные признаки таких работ достаточны для «минимального» варианта сейсмотектонической интерпретации, но не вполне убедительно объясняют её «максимальный» вариант. В первую очередь это относится к сочленению восточного крыла храма с центральным восьмиугольником. Поэтому «максимальный» вариант представляется нам возможным, но не бесспорным.

Оценка времени сейсмотектонической деформации главного храма и других сооружений Калат-Симана затруднена тем, что последние 800 лет постройки монастыря находились в руинированном состоянии и многие важные детали утеряны. В районе монастыря произошло немало сильных землетрясений, большая часть которых связана с активностью соседних участков Левантской и Восточно-Анатолийской зон разломов (см. Приложение 3). Эти землетрясения могли вызвать разрушения в монастыре Св. Симеона, но едва ли были способны деформировать его конструкции. Это могли сделать лишь сильные землетрясения в зоне разлома Св. Симеона или в непосредственной близости от него. Пока не обнаружены исторические свидетельства проявления конкретных сейсмических событий в монастыре.

Поэтому, анализируя возможность сильных воздействий того или иного землетрясения на монастырские конструкции, мы руководствовались историческими описаниями разрушений в

соседних крупных городах, и прежде всего Алеппо, расположенного в 30 км к востоку от монастыря [Karakhanian et al., 2008]. Очевидно, наибольшее воздействие на конструкции монастыря оказали те землетрясения, разрушительные последствия которых были сильнее в Алеппо, чем в других городах, и эпицентры которых, по макросейсмическим данным, располагались в зоне разлома Св. Симеона и соседних с ним частях сегмента Эль-Габ DST или Алеппского блока. Это землетрясения: 29 ноября 528 г. ( $M_S = 7,5$ ); 791 г. ( $M_S = 6,8$ ); сентябрь 951 г. ( $M_S = 6,8$ ); 12 октября 972 г. ( $M_S = 6,9$ ); 11–26 октября 1138 г. ( $M_S = 6,8$ ); апреля-мая 1407 г. ( $M_S = 7,0$ ); марта-апреля 1484 г. ( $M_S = 6,4$ ); 7 января 1537 г. ( $M_S = 6,4$ ); 7 марта 1610 г. ( $M_S = 5,7$ ); 21 января 1626 г. ( $M_S = 7,3$ ); марта 1719 г. ( $M_S = 6,4$ ); 15 апреля 1726 г. ( $M_S = 6,1$ ); 17 февраля 1759 г. ( $M_S = 6,6$ ); января 1760 г. ( $M_S = 6,4$ ); 13 августа 1822 г. ( $M_S = 7,0$ ); 3 апреля 1872 г. ( $M_S = 7,2$ ).

На основе приведенных сведений сейсмическую историю монастыря Св. Симеона можно реконструировать следующим образом. Землетрясение 528 г. привело к разрушениям и деформации храмовых построек, описанных выше как «минимальный» сейсмотектонический вариант. К 560 г. последствия землетрясения были устранены, но затем монастырь вновь подвергся разрушению в результате как арабского завоевания, так и сейсмических событий 791, 951 и 972 гг. и, возможно, других землетрясений региона. Именно тогда могла произойти дополнительная деформация восточного крыла храма, предполагаемая «максимальным» вариантом, поскольку такая деформация, если имела место, то неизбежно должна была вызвать характерные повреждения кладки стен. Сейчас следы этих повреждений отсутствуют, и, принимая «максимальный» вариант, надо допустить, что они были устранены в ходе реконструкции 979–986 гг. Восстановленный монастырь подвергся новым разрушениям от повторного арабского завоевания и последующих землетрясений XII–XIX вв. и в конечном счёте приобрёл современный вид.

### 11.3.2. Повреждения и разрушения археологических объектов как индикаторы сейсмических воздействий

Для оценки интенсивности сотрясений при землетрясениях прошлого важное значение име-

ет изучение разрушений и повреждений археологических объектов, вызванных вторичными сейсмогенными нарушениями и действием ударной волны. Примеры таких повреждений систематизированы в работе [Archaeoseismology, 1996]. Важнейшая задача — отличить сейсмогенные

воздействия от прочих разрушений и повреждений древних сооружений (например, в результате обветшания, пожара, войны и т.д.). Нами выделены три типа бесспорно сейсмогенных воздействий на древние сооружения [Трифонов, Кожурин, 2010].

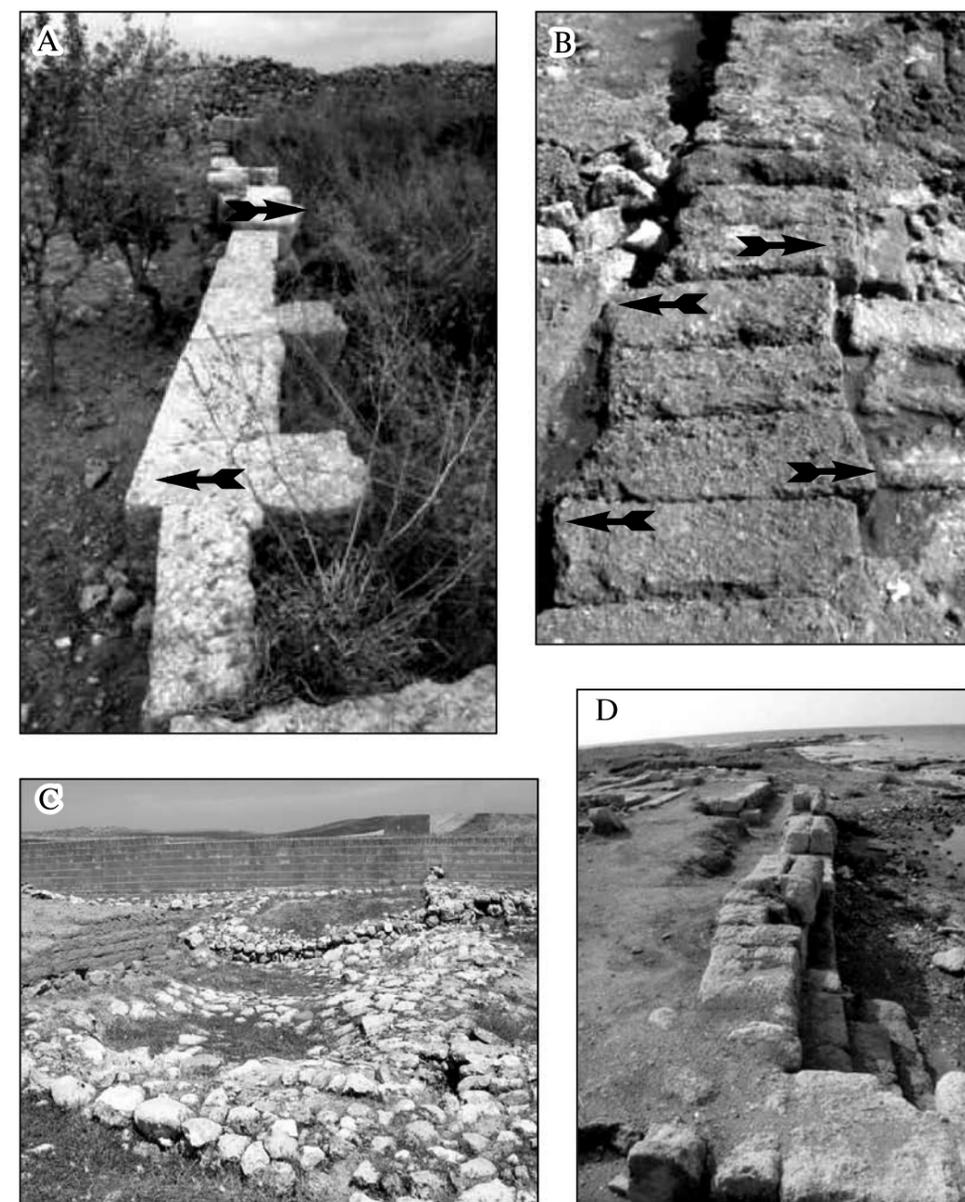
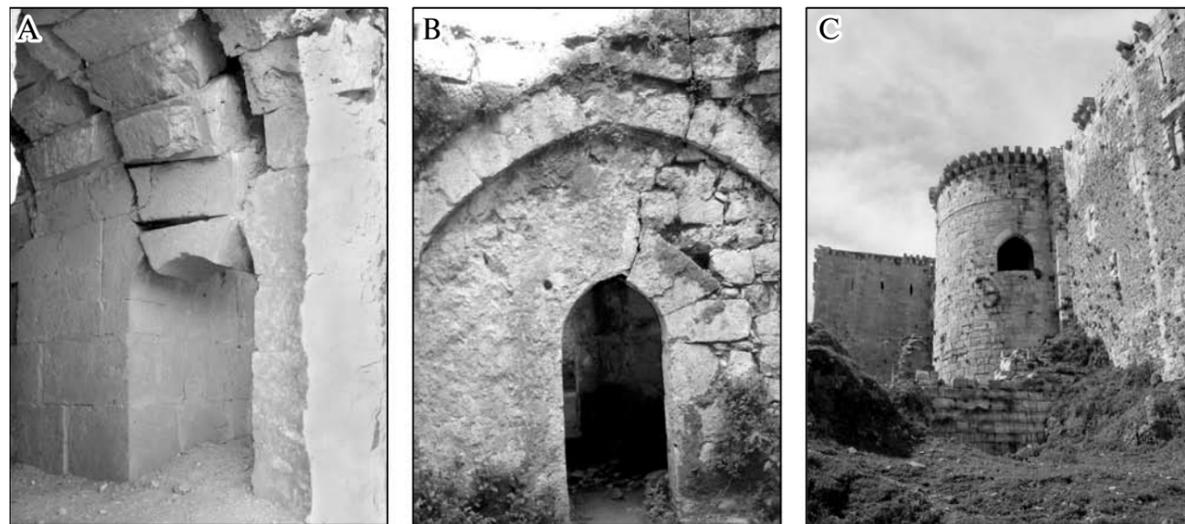
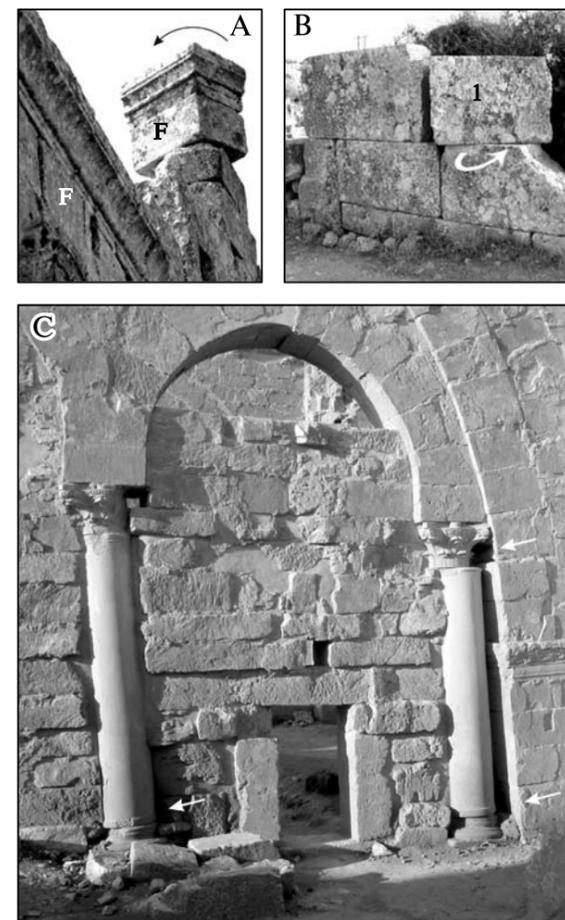


Рис. 97. Сейсмогенные искривления и смещения элементов древних конструкций

А — горизонтальное искривление стены в финикийском Угарите эпохи поздней бронзы, северная часть средиземноморского побережья Сирии (землетрясение  $\sim 1365$  г. до н.э.?). В — горизонтальное искривление со смещениями остатков стены эллинистической эпохи на острове Арвад. С — вертикальное смещение пола конструкции в Эбле эпохи средней бронзы,  $\sim 50$  км южнее г. Алеппо. D — вертикальное искривление стены римских терм в Минет эль-Хальва, средиземноморское побережье севернее г. Латакия



**Рис. 98.** Следы сейсмогенных нарушений  
 А — просадка арки в Расафе. В — нарушение арки в крепости Крак де-Шевалье. С — новая круглая башня на юге крепости Крак де-Шевалье, построенная в конце XII — начале XIII вв. на месте прямоугольной башни, разрушенной при землетрясении 1170 г.



Первый тип — изгибы стен, нередко сопровождаемые их разрывом. Горизонтальные изгибы наблюдались нами в Угарите (возможные последствия землетрясения 1365 г. до н.э.) и на острове Арвад (рис. 97, А, В), а вертикальные — в развалинах Эблы эпохи средней бронзы, расположенных в 18 км южнее г. Алеппо (см. рис. 97, С). Развалины римских терм в бухте Минет эт-Хальва также демонстрируют вертикальное искривление (см. рис. 97, D). Частным случаем этого типа нарушений являются просадки сводов арок в результате сейсмогенного раздвигания. Они обнаружены в крепости Расафе (рис. 98, А), где, вероятно, возникли при разрушительном землетрясении 800–802 гг. с магнитудой  $M_s = 6,1$ . В крепости Крак де-Шевалье подобный малоамплитудный разрыв свода (см. рис. 98, В) продолжается по простиранию в соседнюю часть крепостной стены, сохраняя прежние направление и амплитуду смещения.

**Рис. 99.** Сейсмогенные вращения блоков древних сооружений  
 А — баптистерий монастыря Св. Симеона, конец V в. — начало VI в. н.э. (землетрясение 528 г.?). В — византийский Теланиссос IV–VI вв. н.э. рядом с монастырём Св. Симеона. С — византийская церковь в Расафе, ~VI в. н.э., правобережье Евфрата юго-западнее г. Ракка

Второй тип — вращение элементов конструкции вокруг горизонтальной или вертикальной оси, повторяющееся в нескольких соседних сооружениях (рис. 99). Вращения вокруг вертикальной оси выявлены в кладке стен храмового

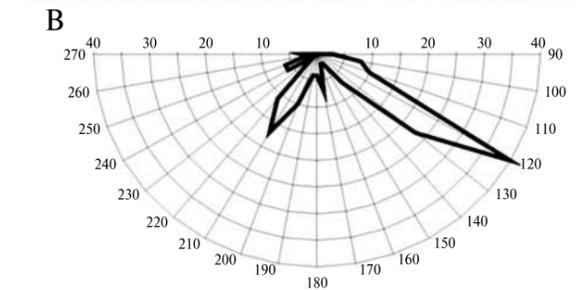
комплекса Беркеш, монастыря Св. Симеона-Стопника и соседнем Теланиссосе (Дейр-Симан), а вращения вокруг горизонтальной оси испытали колонны в храме крепости Расафе.

Третий тип — однонаправленное падение элементов конструкции. Примером последнего служит падение стены античной агоры в Пальмире на юго-восток (рис. 100, А). Обнаружение этого явления побудило нас измерить простирание многочисленных упавших колонн Пальмиры. Оказалось, что их подавляющее большинство ориентировано в том же направлении: 115–130° ЮВ (см. рис. 100, В). При оценке такого совпадения следует иметь в виду, что большинство улиц Пальмиры, вдоль которых стояли колонны, протягивалось с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад (см. рис. 100, С), что в какой-то мере могло сказаться на направлении их падения. Однако юго-восточный максимум на розе-диаграмме рис. 100, В столь значителен, что делает его сейсмогенное происхождение почти бесспорным. Заметим также, что часть колонн могла быть перемещена археологами в процессе реставрации. Но мы зафиксировали тот же максимум и среди заведомо неподвижных колонн, что исключает существенное искажение полученного результата реставрацией.

Большинство зданий Пальмиры построено в I–III вв. н.э. В III в. Пальмира была разрушена римлянами, и позднее большая часть города оставалась в руинах, хотя другая часть была обитаема. Со временем руины покрылись слоем пыли, песка и обломков мощностью 1–2 м. Показательно, что основания стены агоры и колонн на эту высоту не испытали падения, будучи засыпанными. Иначе говоря, землетрясение или землетрясения произошли существенно позже разрушения города римлянами, в средние века. Действительно, исторические хроники сообщают о разрушительных землетрясениях 1042 и 1089 гг. в районе Пальмиры [Plassard, Kogoj, 1981; Poirer, Taher, 1980; Sbeinati et al., 2005]. Они могли быть связаны с подвижками по восточному сегменту разлома Джхар, параллельным ему разломам или активизированным надвигом Восточных Пальмирид.

#### 11.4. Палеосейсмичность

Под палеоземлетрясениями обычно понимают сейсмические события, обнаруживаемые или подтверждаемые с уточнением параметров палеосейсмологических методами. Среди них веду-



**Рис. 100.** Однонаправленное сейсмогенное падение элементов древних сооружений Пальмиры II–III вв. н.э. (Сирия) в результате землетрясения 1089 г.

А — падение стены агоры на ЮВ. В — роза-диаграмма направлений падения колонн. С — ориентировка сооружений Пальмиры

щая роль принадлежит тренчингу, т.е. изучению следов землетрясений в траншеях, вскрывающих зоны активных разломов. Метод обеспечивает восстановление их палеосейсмической истории. Наиболее важными параметрами активного разлома, определяемыми с помощью тренчинга, являются: возраст последней сейсмогенной подвижки, характерный возрастной интервал между такими подвижками и характерное смещение в результате единичной подвижки. Используя эти параметры и длину поверхностного разрыва, активизированного при единичном землетрясении, а также эмпирические соотношения между указанными параметрами подвижек и магнитудами землетрясений, оценивают сейсмический потенциал (сейсмическую опасность) разлома.

В Сирии такие исследования проводились на сегменте Эль-Габ DST и в зоне разлома Серхайя. Траншеи, выработанные и исследованные в южном подсегменте сегмента Эль-Габ, охарактеризованы выше (см. раздел 8.1). Это траншея возле смещённого римского акведука [Meghraoui et al., 2003] и траншея, описанная нами на северном окончании подсегмента (см. рис. 53). В обеих траншеях обнаружены следы молодых сейсмогенных подвижек, причём в траншее возле акведука удалось определить их возраст радиоуглеродным датированием нарушенных слоёв. В зоне разлома Серхайя интересный результат дало изучение траншеи, вскрывшей разлом на борту впадины Забадание непосредственно к северу от р. Барада. Здесь

удалось обнаружить следы нескольких сильных землетрясений и, пользуясь радиоуглеродным датированием смещённых слоёв, определить ~1000-летний интервал их повторяемости, величину подвижек при каждом сейсмическом событии ~2–2,5 м и возраст последнего такого события ~250–300 лет [Gomez et al., 2003]. Основываясь на амплитуде последней подвижки, которую можно связать с землетрясением 25 ноября 1759 г., цитируемые авторы посчитали, что его магнитуда > 7. Это соответствует оценке магнитуды по макросейсмическим данным (см. Приложение 3).

Мы дополнили приведённые результаты изучением траншеи, выкопанной в юго-западной части зоны разлома Серхайя (33°28,958' с.ш.; 35°59,507' в.д.). Эта траншея, описанная А.И. Кожуриным, вскрыла субмеридиональный уступ высотой 3–3,5 м между склоном хребта, образующего восточное крыло разлома, и остатками денудационной позднеплейстоценовой (?) террасы, образующей его западное крыло (рис. 101). Уступ не является эрозионным, поскольку его направление отличается и от ориентировки элементов дренажной сети, и от простирания обнажающихся рядом с уступом юрских карбонатов. Уступ не прослеживается на юг по молодому днищу долины, что заставляет предположить относительно древний возраст последней подвижки, более древний, чем на более северо-восточном отрезке разлома, в упомянутой траншее возле р. Барада. Заметим, однако, что на юго-западном отрезке зона разлома построена сложно и описываемый уступ может быть не единственной его ветвью.

Траншея длиной ~12 м и глубиной ~1,5 м пересекает уступ, не выходя за его пределы. В разрезах стенок траншеи выделены четыре комплекса отложений (рис. 102 и 103).

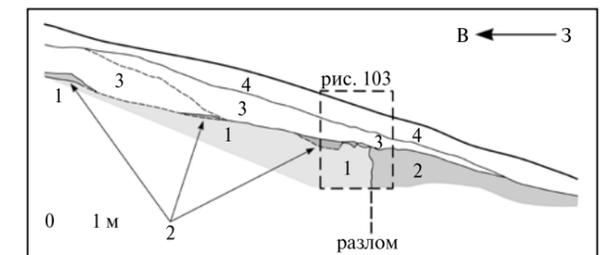


Рис. 102. Разрез южной стенки траншеи, изображенной рис. 101

Последнее сейсмическое событие произошло перед накоплением слоя 2. Пояснение цифр см. в тексте. Показан контур рис. 103

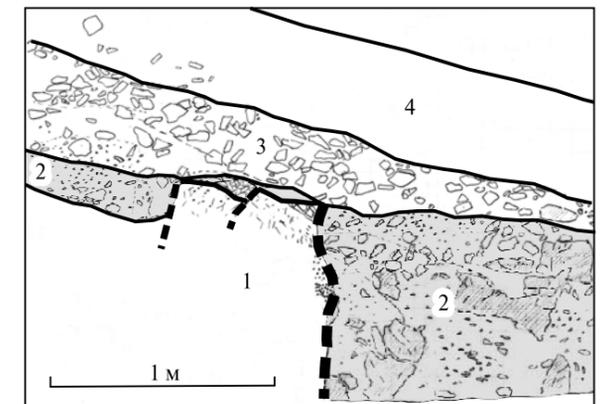


Рис. 103. Центральная часть разреза южной стенки траншеи с вертикальным контактом между 1 и 2. Положение рис. см. на рис. 102

Комплекс 1 представлен плотной красновато-жёлтой брекчией с угловатыми обломками диаметром 0,5–2 см и очень редко до 20–25 см и небольшим количеством цемента. Комплекс обнажён лишь в восточной части траншеи и отделён на западе вертикальным контактом от комплекса 2.

Комплекс 2 интенсивного кирпично-красного цвета распространён фрагментарно, маломощен (до нескольких сантиметров) в восточной части траншеи и резко возрастает по мощности западнее упомянутого вертикального контакта. Там его основание не вскрыто, а видимая мощность достигает 50–70 см. Комплекс сложен плохо окатанными карбонатными обломками размером до нескольких сантиметров в плотном сульфидном цементе.

Комплекс 3 образует намного более рыхлый сероватый слой, состоящий из обломков в тонкообломочном почвенном матриксе. Обломки являются продуктами разрушения пород более высокой части склона. В восточной части траншеи слой включает скопление больших (размером до 40–50 см) валунов.

Комплекс 4 представляет собой рыхлый красновато-серый современный почвенный слой мощностью в первые десятки сантиметров, мало меняющийся вдоль траншеи.

**Палеосейсмологическая интерпретация.** Слои 3 и 4 не затронуты перемещениями по разлому, и их мощность мало меняется вдоль траншеи. Они накопились после последней сейсмогенной подвижки, покрыв разломный уступ. Комплекс 2 резко возрастает в мощности на западе траншеи, где отделён от комплекса 1 вертикальной границей. Мы полагаем, что эта грани-

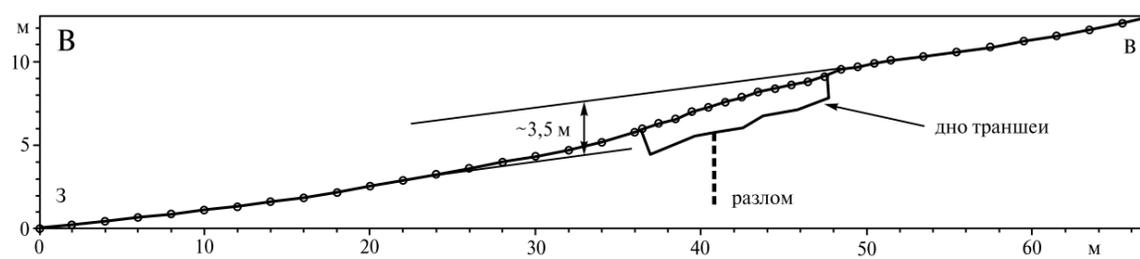


Рис. 101. Общий вид траншеи через разлом Серхайя (А, фото В.Г. Трифонова) и гипсометрический профиль разломного уступа, сделанный А.И. Кожуриным ручным нивелированием (В)

ца маркирует сейсмогенный разрыв. При этом комплекс 2 не смещён разломом и накопился, следовательно, после последней подвижки.

### 11.5. Реконструкция плейстосейстовых областей путём совместного анализа данных об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности

Уникальность Сирии состоит в возможности совместного использования данных об исторических землетрясениях, архео- и палеосейсмичности для характеристики сильнейших землетрясений за продолжительный интервал времени. Это обусловлено, с одной стороны, ранним началом систематической письменной регистрации проявлений сейсмичности, а, с другой — обилием хорошо сохранившихся археологических памятников, охватывающих эпоху письменной регистрации. К этому же интервалу времени относятся и наиболее достоверные палеосейсмологические данные.

В качестве примера проанализируем совместно сведения о сильнейшем землетрясении 29 июня 1170 г. По макросейсмическим данным [Taher, 1979; Plassard, Kogoj, 1981; Ben-Menahem, 1991; Sbeinati et al., 2005], очерчивается область сотрясений интенсивностью 8 баллов, протягивающаяся вдоль сегмента Эль-Габ DST от Джубейла и Баальбека до Шайзара и Алеппо. В городах Сидон, Дамаск, Хомс, Хама и Латакия интенсивность сотрясений оценена в 7–8 баллов. Триполи был разрушен полностью, и там интенсивность достигала 8–11 баллов. Это дало основание поместить эпицентр на границу сегментов Эль-Габ и Яммуне [Sbeinati et al., 2005]. Другие исследователи, опираясь на данные о значительных разрушениях в Алеппо и Латакии, помещали эпицентр в центральный подсегмент Эль-Габа, собственно во впадину pull-apart [Ben-Menahem, 1991; Ambraseys, Jackson, 1998].

Однако сведения о пострадавших населённых пунктах не охватывает территорию, непосредственно примыкающую к сегменту Эль-Габ. На его южном окончании находится крепость Крак де-Шевалье. С XI в. она принадлежала Ордену Госпитальеров, пока не была занята мамелюками в 1271 г. Если исключить небольшие

реконструкции и дополнительные постройки эпохи мамелюков, возведение основных сохранившихся по сей день сооружений крепости было закончено к 1207 г. Как показали археологические исследования в южной части крепости, они были построены на месте разрушенных прежних сооружений. Так, одна из круглых южных башен возведена на месте полностью разрушенной башни, сохранившееся основание которой имеет прямоугольные очертания (см. рис. 98, С). Южный акведук, снабжавший крепость водой, несёт следы двукратного разрушения и восстановления. Когда и как произошли разрушения?

Исторические источники сообщают о воздействии на крепость землетрясений 1157, 1170 и 1202 гг. Разрушения 1157 г. не были значительными, поскольку тогда и сразу после 1157 г. крепость сохраняла свою оборонительную роль. Вместе с тем, восстановление разрушенной крепости было закончено к 1188–1189 гг., когда крепость выдержала натиск армии Салах Ад-Дина (Саладина). Позднее она атаковывалась неоднократно, но оставалась важным форпостом крестоносцев до 1271 г., несмотря на землетрясение 1202 г. Таким образом, основные разрушения крепости связаны с землетрясением 1170 г. и указывают на интенсивность его воздействия в 9 баллов MSK. Последовавшая пауза в военных действиях, возможно, связанная с обоюдным ущербом от землетрясения, позволила форсировать восстановление оборонительных сооружений крепости, тогда как внутренние постройки и декоративные детали эпохи мамелюков также несут признаки сейсмических воздействий в виде небольших изгибов и трещин в стенах и вращения блоков кладки, но эти воздействия были гораздо слабее, чем в 1170 г.

Последняя подвижка римского акведука возле сел. Ар Хариф датируется ~1170 г. [Meghraoui et al., 2003]. Она могла достигать 3–4 м, что позволяет оценить интенсивность сотрясений в 9–10 баллов MSK.

Таким образом, вдоль южного подсегмента Эль-Габа DST можно предположительно выделить область 9-балльных сотрясений 1170 г. и поместить эпицентр внутри этой полосы (рис. 104). Судя по протяжённости областей сотрясений в 8 и 9 баллов и предполагаемой величине сейсмогенного смещения, магнитуда землетрясения достигала  $M_S = 7,7$ . Именно такие параметры землетрясения 1170 г. представлены в Приложении 3.

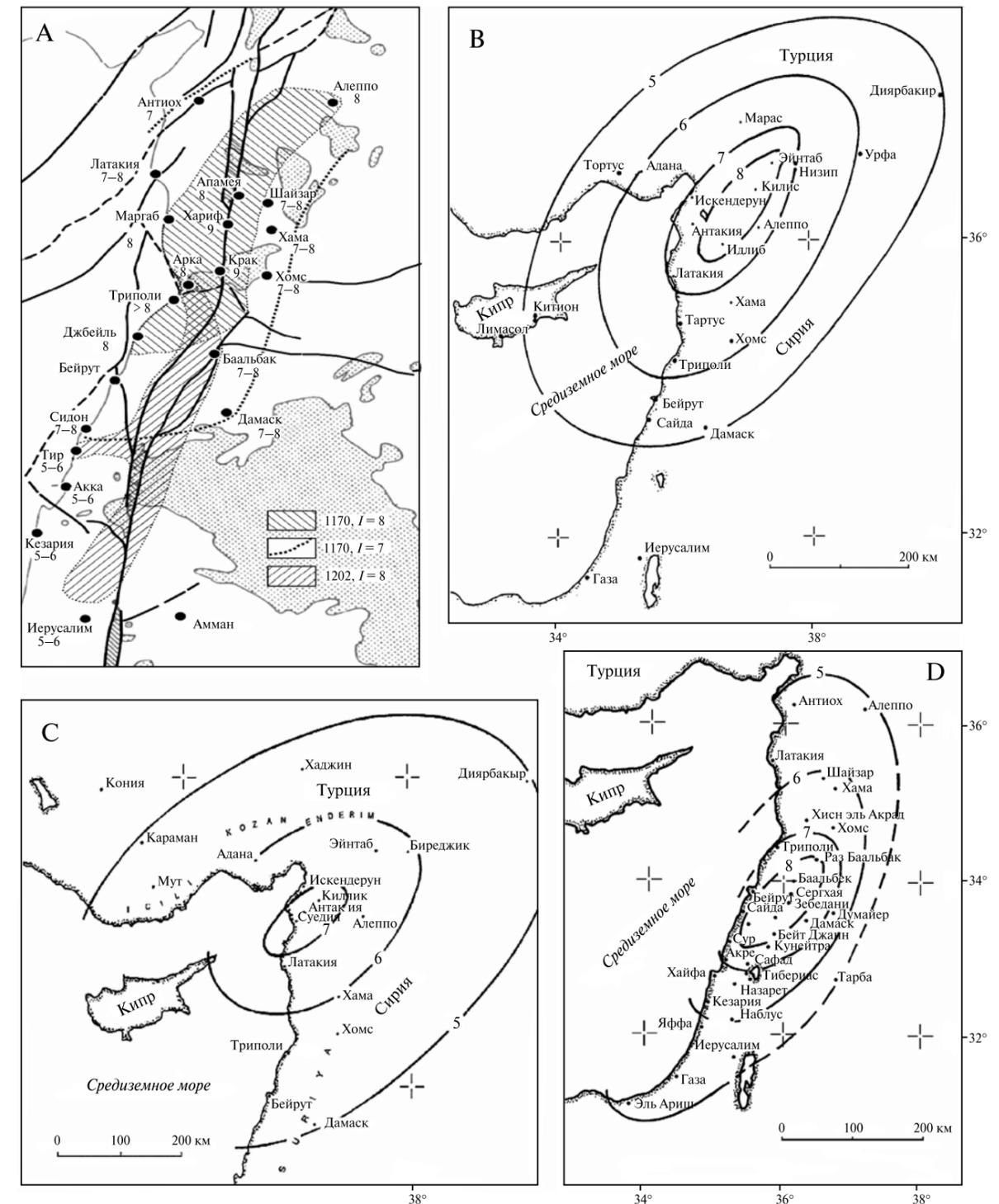


Рис. 104. Карты изосейст нескольких сильнейших сейсмических событий Сирии  
 А — землетрясения 29 июня 1170 г. [Трифонов и др., 2010] и 20 мая 1202 г. [Ambraseys, Melville, 1988]. В — землетрясение 13 августа 1822 г. [Ambraseys, 1989]. С — землетрясения 3 апреля 1872 г. [Ambraseys, 1989]. D — землетрясения 25 ноября 1879 г. [Ambraseys, Barazangi, 1989]

По размерам эпицентральной области и магнитуде сейсмическое событие 1170 г. соизмеримо с землетрясением 20 мая 1202 г. ( $M_S = 7,6$ ). Его эпицентр приурочен к сегменту Яммуне DST, но 8-балльная изосейста, охватывая его, распространяется и на значительную часть Иорданского сегмента [Ambraseys, Melville, 1988] (см. рис. 104).

Этим двум сильнейшим землетрясениям предшествовала сейсмическая активизация соседних территорий. В 1128 и 1137 г. произошли землетрясения с магнитудами  $M_S$  соответственно 6,7 и 7,4 на побережье западной впадины Хула, т.е. границы сегментов Иорданского и Яммуне. В 1138–1140 гг. имел место ряд землетрясений в районе Алеппо и на стыке сегмента Эль-Габ и EAFZ; магнитуда  $M_S$  сильнейшего из этих событий оценена в 6,8 [Guidaboni et al., 2004; Sbeinati et al., 2005]. Наконец, в 1156–1157 гг. се-

рия землетрясений охватила полосу Триполи–Хама–Чайзар, простирающуюся на северо-восток и пересекающую DST на стыке сегментов Яммуне и Эль-Габ; сильнейшее из этих событий (12 августа 1157 г.) имело магнитуду  $M_S = 7,4$  [Taher, 1979; El Hakeem, Anwar Al Imam, 1988; Sbeinati et al., 2005].

Таким образом, двум сильнейшим землетрясениям, имевшим место в 1170 г. и 1202 г. соответственно в сегментах Эль-Габ и Яммуне, предшествовала в течение нескольких десятилетий повышенная сейсмичность смежных территорий. Эпицентры этих землетрясений не располагались непосредственно в зоне DST, но тяготели к стыкам и ограничениям указанных сегментов, что, возможно, способствовало их последующей сейсмической активизации. В совокупности землетрясения охватили всю северную часть DST протяженностью ~450 км.

## Глава 12 Современные тектонические движения по данным GPS измерений

### 12.1. Сеть GPS пунктов

На первом этапе геодезических работ, 1–15 ноября 2004 г., была создана сеть из 16 пунктов GPS наблюдений, охватывающая главные зоны активных разломов Сирии (рис. 105). В.Г. Трифонов, А.Е. Додонов, Х.Минини и С.Аль-Дауд выбрали, геологически описали и технически оборудовали эти пункты. Они сгруппированы в полигоны по четыре пункта. Полигоны расположены в зонах южного и центрального подсегментов сегмента Эль-Габ DST, разлома Серхайя и Дамасского разлома. Три первые зоны характеризуются геологическими и сейсмическими признаками высокой современной активности с преобладанием левосдвиговых перемещений (см. главы 8 и 11). Дамасский разлом квалифицируется как возможно активный взброс, но был также выбран для измерений ввиду его близости к Дамаску. Позднее сеть была пополнена пунктами BASEL и SABIL возле г. Набк. Однако полученные на них результаты пока недостаточно представительны и потому исключены из дальнейшего рассмотрения.

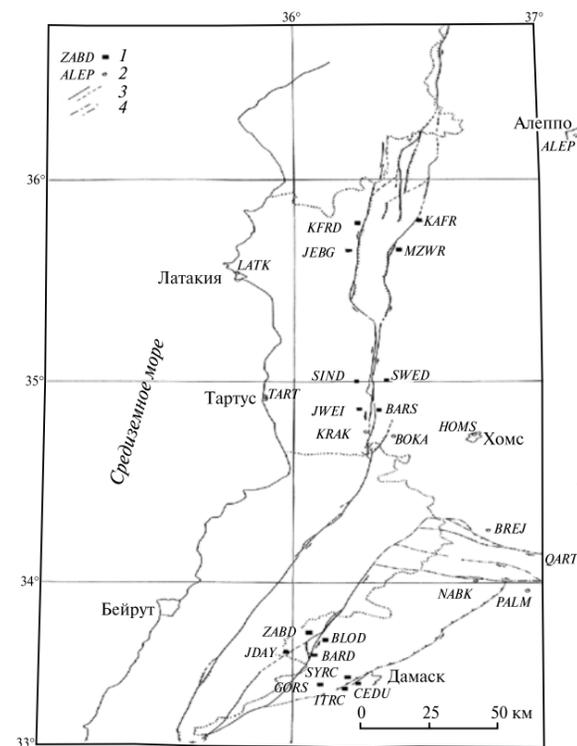


Таблица 11. Пункты наблюдений GPS, установленные Генеральной организацией дистанционного зондирования Сирии (GORS)

Пункт	Местонахождение	φ, с.ш.	λ, в.д.	Высота, м	Характеристика	Дата установления
GORS	Антиклиналь Касьон. Здание GORS	33,495	36,130	1048,567	Бетонная крыша здания	01.11.2004
ZABD	Западный борт впадины Забадание в 1,5 км к западу от г. Забадание	33,733	36,063	1526	Массивный сеноманский известняк. Пологий наклон	02.11.2004
BLOD	Восточный борт впадины Забадание в 1 км к востоку от г. Блоудан	33,720	36,143	1935	Сеноманский известняк. Наклонён на ЮЗ 193°, угол 20°	02.11.2004
JDAY	Западный борт впадины Забадание в 2 км к северо-востоку от сел. Джайдий	33,647	35,996	1515	Сеноманский известняк. Наклонён на ЮЗ 185°, угол 15°	03.11.2004
BARD	Восточный борт впадины Забадание; левый берег долины р. Барада	33,640	36,094	1387	Плотные плиоценовые конгломераты. Наклонены на ЮЗ 240°, угол 15°	03.11.2004
ITRC	Дамасская впадина. Дамаск, здание Центра промышленного тестирования и исследований	33,481	36,212	792,790	Бетонная крыша здания	08.11.2004
CEDU	Дамасская впадина. Дамаск, здание факультета гражданских инженеров Дамасского университета	33,510	36,282	752,747	Бетонная крыша здания	08.11.2004
SYPC	Антиклиналь Касьон. Дамаск, район Думмар, здание Сирийской нефтяной компании	33,529	36,223	868,846	Бетонная крыша здания	08.11.2004
BARS	Восточное крыло DST в 2 км к югу от сел. Баршин	34,871	36,343	964	Базальты верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Горизонтальное залегание	15.11.2004
SWED	Восточное крыло DST. Южная часть сел. Суэйда	35,017	36,374	403	Сеноманский известняк. Наклонён на СВ 85°, угол 18°	08.11.2004
SIND	Западное крыло DST. Западная часть сел. Синдиани	35,004	36,277	897	Сеноманский известняк. Наклонён на СЗ 280°, угол 5°	08.11.2004
JWEI	Западное крыло DST между сел. Джвейхат и сел. Эйон Эль-Вади	34,874	36,276		Верхнеюрские известняки и доломиты. Горизонтальное залегание	09.11.2004
MZWR	Восточное крыло DST. Западная часть сел. Муаззара	35,653	36,432	814	Среднеэоценовый известняк. Почти горизонтальное залегание	09.11.2004



Рис. 105. Схема расположения пунктов и полигонов GPS измерений GORS в Сирии  
1, 2 — пункты GPS: 1 — установленные в 2004 г.; 2 — запланированные в 2004 г. и частично установленные позднее; 3 — активные разломы, достоверные и предполагаемые; 4 — возможно активные разломы

Таблица 11. Окончание

Пункт	Местонахождение	φ, с.ш.	λ, в.д.	Высота, м	Характеристика	Дата установления
KAFR	Восточное крыло DST возле сел. Кафар-Шалайя	35,788	36,521	537	Массивный известняк эоцена. Почти горизонтальное залегание	15.11.2004
KFRD	Западное крыло DST возле сел. Кафердин	35,788	36,262	829	Массивные верхнеюрские карбонаты. Наклонены на СЗ 340°, угол 5°	15.11.2004
JEBG	Западное крыло DST возле сел. Джеб Аль-Гар	35,655	36,231	1170	Верхнеюрские известняки и мергели. Наклонены на СВ 50°, угол 8°	15.11.2004

Каждый полигон построен таким образом, что два его пункта находятся на одном крыле разлома, а два — на другом. В зоне центрального подсегмента сегмента Эль-Габ, на бортах Эль-Габской впадины pull-apart (полигон «Эль-Габ») расположены пункты MZWR, KAFR, KFRD и JEBG, на крыльях южного подсегмента Эль-Габа (полигон «Миссиаф») — BARS, SWED, SIND и JWEI, в зоне разлома Серхайя (полигон «Серхайя») — ZABD, BLOD, BARD и JDAY, в зоне Дамасского разлома (полигон «Дамаск») — GORS, CEDU, ITRC и SYPC. При выборе мест для установки пунктов отдавалось предпочтение скальным горным породам и бетонным инженерным сооружениям. Исключались места, нарушенные крупными трещинами и разломами, по которым могут происходить современные подвижки, а также участки интенсивного проявления экзогенных (например, склоновых) процессов и повышенной увлажнённости. Учитывалась возможность автомобильного проезда к пункту. Краткая характеристика пунктов наблюдений приведена в табл. 11.

## 12.2. Методика исследований и характеристика аппаратуры

Все пункты наблюдений установлены таким образом, чтобы обеспечить, во-первых, чуткую реакцию на перемещения скального основания и, во-вторых, жёсткую фиксацию однообразного положения антенны (compulsory antenna positioning). Конструктивно каждый пункт состоит из двух сваренных воедино железных деталей: цилиндрического стержня (типа того, что

используется в качестве арматуры железобетона) диаметром 20 мм и длиной 200 или 400 мм и диска диаметром 200 мм и толщиной 6 мм. Диск расположен в 15 мм от конца стержня и служит основанием антенны. 10 мм этого конца снабжены винтовой нарезкой с внешним диаметром 18 мм, на которую навинчивается антенна. Длинный конец стержня погружается в скважину, пробуренную в скальной породе или бетоне, и заливается цементом (рис. 106).

GPS наблюдения осуществлялись четырьмя двухчастотными приёмниками Leica GPS System 500 (Leica SR 530) с точностью статических измерений на базовых линиях  $\pm(3 + 0,5 \times 10 - 6 \times L)$  (табл. 12). Энергообеспечение приёмников состояло из трёх зарядных устройств Leica GKL 122, пяти аккумуляторов GEB71 NiCd 700mA/14h и нескольких аккумуляторов более низкой ёмкости. При измерениях на пунктах GORS и ITRC использовалось энергообеспечение как от обычной сети, так и от аккумуляторов.

Каждое конкретное наблюдение на пункте включает в себя ряд последовательных операций, выполнение которых обеспечивает надёжность получения данных в ряду статических измерений и их сопоставимость с данными будущих измерений. Эти операции таковы:

- установка антенны (compulsory positioning);
- выравнивание антенны;
- включение связи антенны с регистрирующим прибором;
- осуществление программы измерений.

Спутниковые сигналы регистрировались на частотах L1 и L2 со скоростью 30 с и углом отключения 10°. Обработка данных осуществлялась по стандартной программе Leica SKI PRO применительно к эллипсоиду WGS-84.

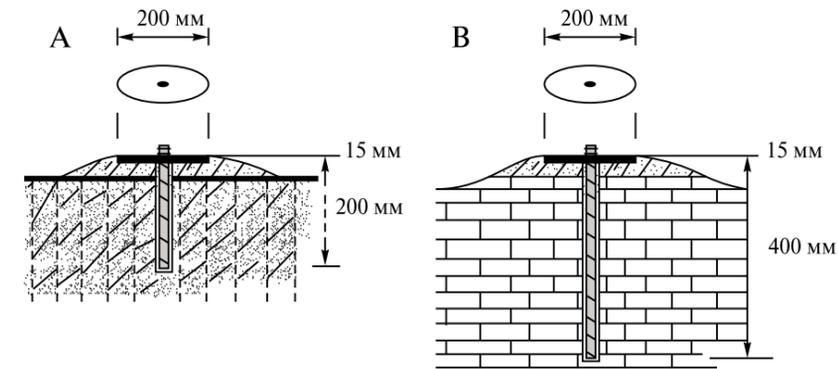


Рис. 106. Два типа пунктов наблюдений GORS: на бетонных конструкциях (А) и на твёрдых горных породах (В)

Таблица 12. Характеристика аппаратуры для GPS наблюдений

№ п/п	Приёмник		Антенна	
	марка	номер серии	марка	номер серии
1	Leica SR 530	667122, S N 136488	AT503	662004, S N 730816
2	Leica SR 530	667122, S N 136527	AT502	667126, S N 5281
3	Leica SR 530	667122, S N 34382	AT502	667126, S N 5282
4	Leica SR 530	667122, S N 34387	AT502	667126, S N 17645

Таблица 13. Результаты GPS измерений 2004 г.

Пункт наблюдения	REF (начальный)	ROV (прочие)	Базовая линия			Наклонное расстояние SL.D. ( $D_{SL}$ ), м	Отклонение (SD), м	Обработанное SL.D. ( $PD_{SL}$ ), м
			начало	конец	длительность (T)			
GORS	ITRC		10.11.2004 12:45	11.11.2004 0:50	12 ч 05'00"	7874,408	0,0002	7874,4075
GORS	ITRC		11.11.2004 14:57	11.11.2004 17:39	2 ч 42'30"	7874,4085	0,0006	
GORS	ITRC		11.11.2004 18:34	12.11.2004 9:17	14 ч 43'30"	7874,4079	0,0002	
GORS	ITRC		13.11.2004 12:25:00	13.11.2004 18:38:00	6 ч 13'00"	7874,4044	0,0003	
GORS	ITRC		14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 14:30:00	3 ч 29'30"	7874,4087	0,0004	
GORS	ITRC		15.11.2004 15:08:30	16.11.2004 02:16:30	11 ч 08'00"	7874,4077	0,0002	
GORS	CEDU		10.11.2004 13:16	11.11.2004 5:09	15 ч 53'00"	14251,8146	0,0002	14251,8143
ITRC	CEDU		10.11.2004 13:16	11.11.2004 0:50	11 ч 33'30"	7177,3564	0,0002	7177,3571
ITRC	CEDU		11.11.2004 8:36	11.11.2004 11:02	2 ч 26'00"	7177,3592	0,0004	
CEDU	SYPC		10.11.2004 14:27	11.11.2004 2:38	12 ч 10'30"	5834,1321	0,0002	5834,1322
GORS	SYPC		10.11.2004 14:27	11.11.2004 2:38	12 ч 10'30"	9470,733	0,0002	9470,7329

Таблица 13. Окончание

Пункт наблюдения		Сеанс			Наклонное расстояние SL.D. ( $D_{SL}$ ), м	Отклонение ( $SD$ ), м	Обработанное SL.D. ( $PD_{SL}$ ), м
REF (начальный)	ROV (прочие)	начало	конец	длительность ( $T$ )			
GORS	SYPC	11.11.2004 15:58	11.11.2004 17:39	1 ч 41'30"	9470,7324	0,0008	
ITRC	SYPC	10.11.2004 14:27	11.11.2004 0:50	10 ч 22'30"	5354,095	0,0003	5354,0951
ITRC	SYPC	11.11.2004 15:58	11.11.2004 18:10	2 ч 12'30"	5354,0904	0,0007	
GORS	JDAY	13.11.2004 13:19:30	14.11.2004 05:02:30	15 ч 43'00"	20910,9365	0,0003	20910,9354
GORS	JDAY	14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 12:29:00	1 ч 28'30"	20910,9363	0,0009	
GORS	JDAY	15.11.2004 16:01:00	16.11.2004 09:34:30	17 ч 33'30"	20910,9341	0,0003	
ITRC	JDAY	13.11.2004 13:19:30	13.11.2004 18:38:00	5 ч 18'30"	27228,1788	0,0004	
ITRC	JDAY	14.11.2004 10:16:30	14.11.2004 12:29:00	2 ч 12'30"	27228,1839	0,0007	27228,1809
ITRC	JDAY	15.11.2004 16:01:00	16.11.2004 02:16:30	10 ч 15'30"	27228,1811	0,0003	
GORS	BARD	13.11.2004 16:17:00	14.11.2004 05:02:30	12 ч 45'30"	16403,4125	0,0002	16403,4119
GORS	BARD	14.11.2004 11:00:30	14.11.2004 12:47:00	1 ч 46'30"	16403,409	0,0005	
GORS	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 09:45:00	17 ч 11'00"	16403,4104	0,0002	
ITRC	BARD	13.11.2004 16:17:00	13.11.2004 18:38:00	2 ч 21'00"	20726,6445	0,0004	20726,6392
ITRC	BARD	14.11.2004 08:57:30	14.11.2004 12:47:00	3 ч 49'30"	20726,6425	0,0003	
ITRC	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 02:16:30	9 ч 42'30"	20726,6391	0,0002	
JDAY	BARD	13.11.2004 16:17:00	14.11.2004 07:19:30	15 ч 02'30"	9172,3257	0,0002	
JDAY	BARD	14.11.2004 10:16:30	14.11.2004 12:29:00	2 ч 12'30"	9172,3203	0,0005	9172,3225
JDAY	BARD	15.11.2004 16:34:00	16.11.2004 09:34:30	17 ч 00'30"	9172,323	0,0002	

Результаты получения и обработки данных наглядно иллюстрируют материалы первой эпохи наблюдений, проведённых В.П. Передериным (ИФЗ РАН), С.Аль-Даудом и Ш.Аль-Юсефом (ГОРС) под руководством Т.В. Гусевой (ИЗФ РАН) 10–16 ноября 2004 г. на пунктах полигонов «Дамаск» и «Серхайя». Были измерены 11 базовых линий и координаты шести пунктов. Минимальное расстояние между пунктами со-

ставляло 5,3 км, максимальное — 27,2 км. В табл. 13 представлены расстояния (inclined lines) между центрами пунктов ( $D_{SL}$ ) в различные интервалы времени ( $T$ ), их стандартные отклонения ( $SD$ ), а также длины тех же линий ( $PD_{SL}$ ), определённые общим решением для полигонов «Серхайя» и «Дамаск».

Значения, представленные в табл. 13, показывают, что длина одной и той же линии, из-

меренной в течение различных интервалов времени, может различаться на величину до 5,4 мм (расстояние JDAY–BARD), тогда как соответствующее  $SD_i$  не превышает 0,9 мм. Это означает, что стандартные отклонения характеризуют скорее длительность наблюдений, чем возможные ошибки измерений. Чтобы оценить зависимость качества измерений от их длительности, мы взяли значения  $PD_{SL}$  в период с 10 по 16 ноября и рассчитали модуль отклонений ( $dD$ ) первичных значений длин линий за различные интервалы времени:

$$dD_i = PD_{SL} - SD_i$$

Распределение  $dD$  в зависимости от расстояний и длительности измерений ( $T$ ) показывает, что представительные значения длин линий могут быть определены при длительности измерений не менее 10 ч (рис. 107). Но даже 16-часовое измерение может дать результаты, не удовлетворяющие целям геодинамических исследований. Поэтому длительность измерений на каждом пункте не должна быть меньше 24 ч.

В табл. 14 суммируются геодезические параметры, полученные в результате обработки всех результатов измерений 10–16 ноября 2004 г. При этом пункт GORS выбран в качестве базового (reference point), где ошибка измерений считается равной 0.

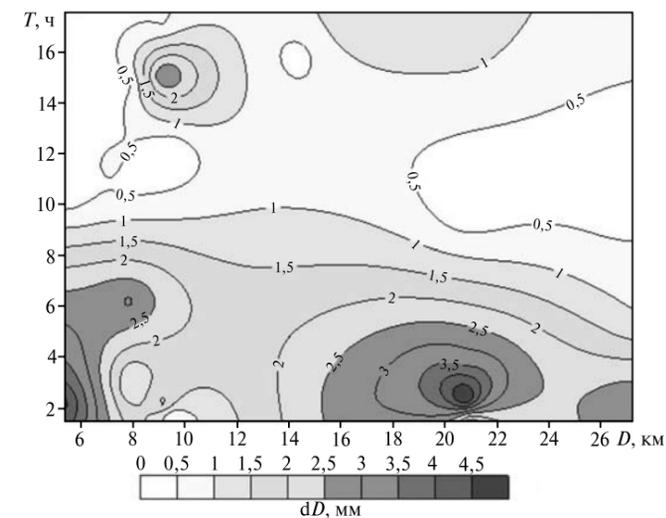


Рис. 107. Распределение  $dD$  в зависимости от расстояния и длительности измерений  $T$

Таблица 14. Результаты обработки данных измерений 2004 г. (SKI PRO software)

Пункт	X, м	Y, м	Z, м	$\sigma X$ , м	$\sigma Y$ , м	$\sigma Z$ , м	$\phi$ , с.ш.	$\lambda$ , в.д.	Эллипсоидальная высота, м	$\sigma S$ , м	$\sigma H$ , м	$\sigma S + \sigma H$ , м
BRAD	4296108,667	3132155,912	3514045,574	0,0016	0,0013	0,0013	33°38'23,60382"	36°05'40,55220"	1413,9917	0,001	0,0022	0,0024
CEDU	4291814,896	3150553,194	3501704,911	0,0008	0,0007	0,0008	33°30'37,18770"	36°16'54,48514"	752,1896	0,0008	0,0011	0,0013
GORS	4301128,044	3139838,564	3500449,448	0	0	0	33°29'41,97119"	36°07'46,47104"	1048,0095	0	0	0
ITRC	4297065,08	3146438,295	3499055,83	0,0011	0,0008	0,0009	33°28'53,23390"	36°12'45,69380"	792,2155	0,0007	0,0015	0,0016
JDAY	4301236,576	3124583,736	3514751,394	0,0031	0,0023	0,0025	33°38'48,23479"	35°59'45,95182"	1547,3862	0,001	0,0045	0,0046
SYPC	4294200,83	3145536,955	3503488,661	0,0009	0,0007	0,0008	33°31'44,12848"	36°13'23,08430"	868,2881	0,0006	0,0013	0,0014

Примечание. X, Y, Z — геоцентрические координаты и  $\sigma X$ ,  $\sigma Y$ ,  $\sigma Z$  — их ошибки;  $\sigma S$  — ошибка определения планового положения пункта;  $\sigma H$  — ошибка определения высоты;  $\sigma S + \sigma H$  — ошибка определения местоположения пункта.

Изложенные данные приводят к заключению, что при использованной аппаратуре, процедуре измерений и способе обработки полученных материалов ошибки горизонтального, вертикального и пространственного позиционирования пунктов не превышают, соответственно, 1 мм, 4,5 мм и 4,6 мм относительно пункта GORS.

### 12.3. Предварительные результаты GPS измерений 2005–2008 гг.

Используя изложенную методику и аппаратуру, геодезическая группа ГОРС во главе с Ш.Аль-Юсефом выполнила на указанных пунктах в 2005–2008 гг. пять циклов GPS наблюдений. Полученные результаты представлены в табл. 15–18 как изменения расстояний между пунктами в пределах отдельных полигонов. Геодинамическая интерпретация этих результатов не даёт убедительной однозначной картины. Проще всего и в общем-то справедливо объяснить такую неоднозначность кратким периодом наблюдений — 2,5 года. Тем не менее, считаем уместным представить некоторые соображения, которые следует рассматривать как предварительную и гипотетическую попытку осмыслить, насколько полученные результаты могут рассматриваться как проявления современных тектонических движений.

На 19 из 22 линий между пунктами, расстояния между которыми указаны в таблицах, обнаруживается резкое изменение длины в течение полугодия между первым и вторым циклами наблюдений. Этот скачок составляет на разных линиях от 48 до 95% общего изменения их длины за 2,5 года. Скачок минимален на полигоне «Дамаск»

(48–64%, если исключить линии, связанные с пунктом ITRC) и достигает 70–75% на остальных полигонах. Именно в этот интервал времени (29 марта 2006 г.) в относительной близости к полигонам произошло единственное за весь описываемый период GPS наблюдений землетрясение с  $M_w = 5,0$  [National Earthquake Information Center, 2010]. Его координаты: 35,252° с.ш., 35,427° в.д. Такое совпадение свидетельствует в пользу тектонической природы изменений расстояний между пунктами.

Второе обнаруженное совпадение, которое также можно связать с тектоникой, состоит в том, что восемь линий обнаруживают устойчивый тренд изменений длины, т.е. их однонаправленность в течение всего периода наблюдений, а у 11 линий выявлено единственное небольшое по амплитуде отклонение от этой направленности между апрелем 2007 г. и июнем 2008 г. Только три линии, связывающие пункт ITRC с другими пунктами полигона «Дамаск» (рис. 108), отличаются более значительным разбросом направления и амплитуды изменения длины. Поэтому мы считаем более вероятным, что эти изменения являются нетектоническими и могут быть связаны с техногенными деформациями здания, на котором расположен пункт ITRC. Если их исключить из рассмотрения, то три оставшиеся линии полигона «Дамаск» показывают устойчивое удлинение, которое может быть связано с перемещениями по Дамасскому разлому, но может определяться изменениями увлажнённости и техногенными факторами в условиях большого города. Во всяком случае, общее изменение длин этих линий пока находится в пределах разрешающей способности метода, составляя 2,2–2,4 мм, т.е. в среднем < 1 мм/год. Очевидно, для решения вопроса о современной активности Дамасского разлома полученных GPS данных недостаточно, и нужны более продолжительные наблюдения.

Таблица 15. Изменения расстояний между пунктами полигона «Дамаск» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	05.2008	D 11.2005–05.2008, мм
GORS	CEDU	14251,8090	14251,8101	14251,8109	14251,811	14251,8113	+2,3
GORS	SYPC	9470,7221	9470,7235	9470,7239	9470,7241	9470,7243	+2,2
CEDU	SYPC	5834,1335	5834,1347	5834,1349	5834,1352	5834,1359	+2,4
GORS	ITRC	7874,4062	7874,4065	7874,40656	7844,40653	7874,40649	-1,3
CEDU	ITRC	7178,1536	7178,1549	7178,1554	7178,1556	7178,1554	+1,8
SYPC	ITRC	5354,1671	5354,1686	5354,1693	5354,1696	5354,1692	+2,1

Таблица 16. Изменения расстояний между пунктами полигона «Серхайя» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	05.2008	D 11.2005–05.2008, мм
BARD	BLOD	9938,1606	9938,1643	9938,1649	9938,1655	9938,1657	+5,1
BARD	JDAY	9172,3227	9172,3255	9172,3260	9172,3264	9172,3262	+3,5
BLOD	JDAY	15853,2279	15853,2311	15853,2316	15853,2332	15853,2323	+4,4
BLOD	ZABD	7656,5308	7656,5356	7656,5362	7656,5366	7656,5363	+5,5

Таблица 17. Изменения расстояний между пунктами полигона «Миссиаф» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	06.2008	D 11.2005–06.2008, мм
BARS	JWEI	6423,9255	6423,9271	6423,9277	6423,9280	6423,9283	+2,8
BARS	SIND	14922,2185	14922,2171	14922,2169	14922,2166	14922,2168	-1,7
BARS	SWED	15215,8301	15215,8297	15215,8291	15215,8288	15215,8286	-1,5
SWED	JWEI	18304,3772	18304,3753	18304,3749	18304,3745	18304,3748	-2,4
SWED	SIND	9094,2677	9094,2651	9094,2647	9094,2642	9094,2645	-3,2
SIND	JWEI	14484,0797	14484,0781	14484,0779	14484,0775	14484,0778	-1,9

Таблица 18. Изменения расстояний между пунктами полигона «Эль-Габ» по результатам GPS измерений 2005–2008 гг.

REF	ROV	11.2005	05.2006	10.2006	04.2007	06.2008	D 11.2005–06.2008, мм
JEBG	KAFR	15028,7617	15028,7591	15028,7586	15028,7582	15028,7586	-3,1
JEBG	KFRD	30220,9128	30220,9101	30220,9099	30220,9095	30220,9098	-3,0
JEBG	MZWR	18245,8299	18245,8266	18245,8261	18245,8258	18245,8259	-4,0
MZWR	KAFR	21414,0415	21414,0421	21414,0424	21414,0428	21414,0431	+1,6
MZWR	KFRD	17010,8116	17010,8133	17010,8139	17010,8142	17010,8145	+2,9
KFRD	KAFR	23478,4970	23478,4950	23478,4947	23478,4943	23478,4949	-2,1

На полигоне «Серхайя» (см. рис. 108) обращает на себя внимание значительное (5,1 мм) возрастание расстояния между пунктами BLOD и BARD, находящимися в юго-западном крыле разлома. Это удлинение не объяснимо движениями по разлому и может быть связано с экзогенными процессами, обусловленными расположением пункта BARD на склоне долины р. Барада или локальными микроподвижками в плиоценовых конгломератах. Если принять такое объяснение, то удаление пункта BLOD от пунктов JDAY и ZABD можно связать с левым сдвигом по разлому Серхайя, сопровождаемым некоторым растяжением. Расчётная амплитуда сдвига — около 4 мм, а его средняя скорость — 1,5–2 мм/год, что согласуется со скоростью голоценового сдвига [Gomez et al., 2003].

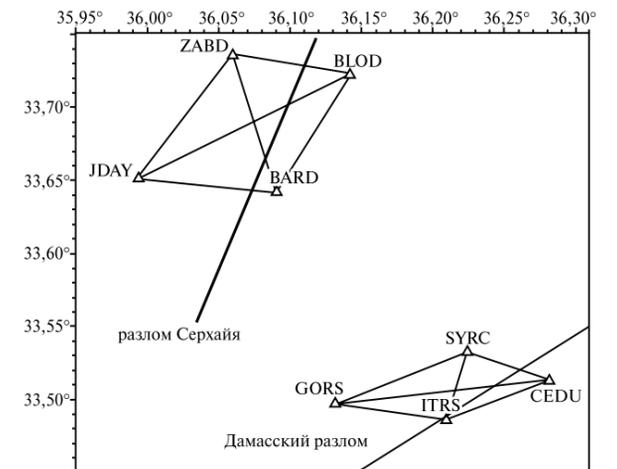


Рис. 108. Полигоны GPS «Дамаск» и «Серхайя»

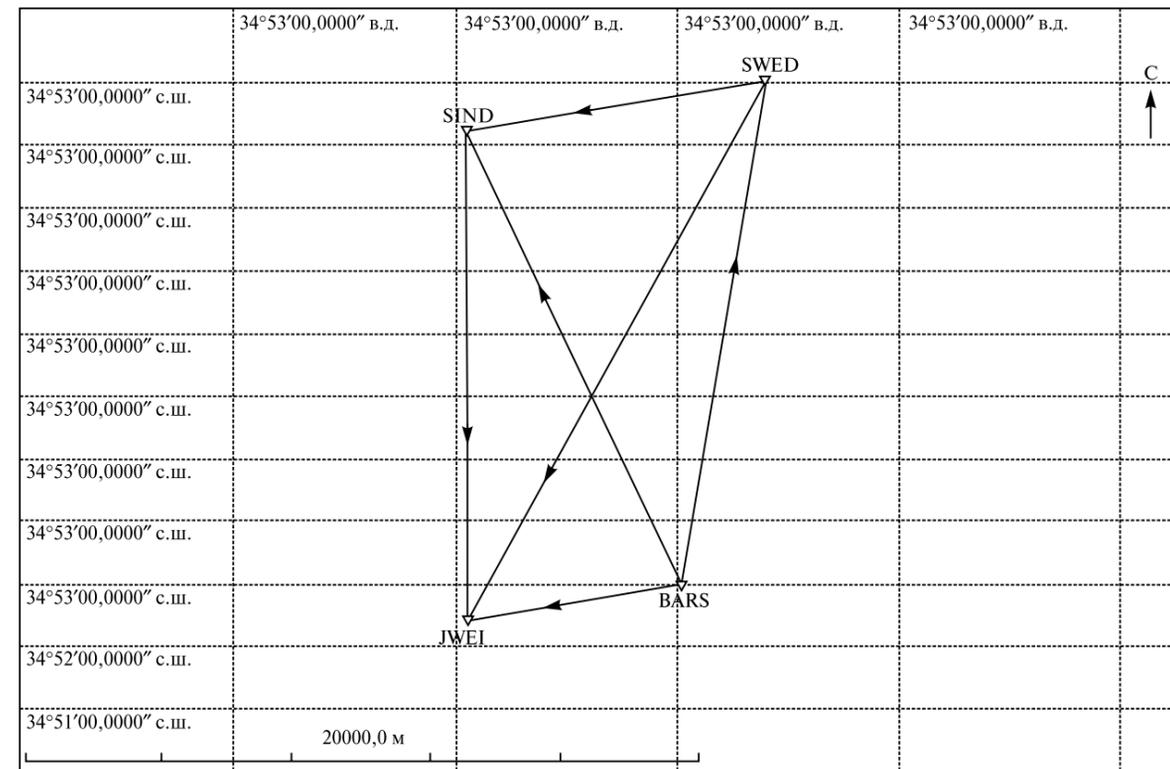


Рис. 109. Полигон GPS «Миссиаф»

На полигоне «Миссиаф» (рис. 109) доминирует укорочение расстояний между пунктами, причём пункты, расположенные в одном крыле разлома (JWEI–SIND и BARS–SWED), сближаются на меньшую величину, чем пункты в разных крыльях. Это указывает на тектоническую природу деформации. На этом фоне удлинение линии JWEI–BARS при минимальном удлинении линии SIND–BARS может отражать левый сдвиг по разлому на величину до 2–3 мм (т.е. со скоростью до ~1 мм/год). Этому не противоречит сближение пункта SWED с пунктами JWEI и SIND, если сдвиг сопровождается доминирующей компонентой сжатия.

На полигоне «Эль-Габ» (рис. 110) не усматривается убедительной связи изменений расстояний между пунктами и положением зоны разлома. Доминирует укорочение линий, т.е. сближение крыльев разлома, а компонента сдвига, если и присутствует, то скорее правого, чем левого, и её средняя скорость крайне мала.

Таким образом, соотношения результатов геодинамической интерпретации GPS измерений и геологических данных о позднечетвертичной тектонике неоднозначны. Интерпретация ре-

зультатов GPS измерений в зоне Дамасского разлома не противоречит геологическим данным о его возможной активности, а в зоне разлома Серхайя подтверждает левый сдвиг и даже даёт сходную среднюю скорость перемещений.

Неожиданными оказались GPS данные в зоне DST. Они не выявили левого сдвига в подсегменте Эль-Габ, а в подсегменте Миссиаф допускают сдвиг со средней скоростью до ~1 мм/год при наличии компоненты укорочения, поперечного к разлому [Trifonov et al., 2009]. К близким результатам привели три цикла GPS измерений, выполненных в зоне сегмента Эль-Габ в 2000, 2007 и 2008 гг. на иной сети пунктов американско-сирийской рабочей группой [Alchalbi et al., 2009]. По её данным, сдвиг по разлому не превышает 1–2 мм/год, что допускает накопление упругой деформации в земной коре, соответствующее скорости сдвига ~2–3 мм/год. Как бы то ни было, по данным и нашей, и американско-сирийской группы, в течение последних нескольких лет скорость сдвига по сегменту Эль-Габ существенно уступает скорости сдвига в более ранние эпохи голоцена.

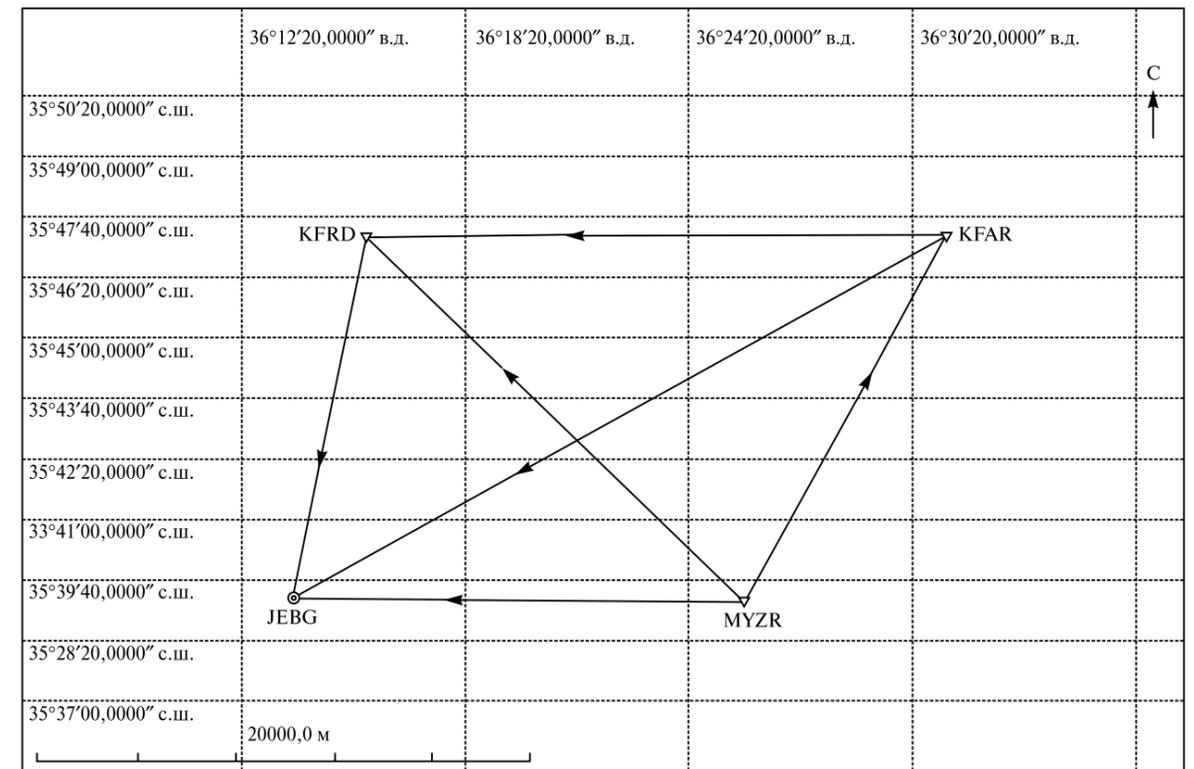


Рис. 110. Полигон GPS «Эль-Габ»

Приведенные данные являются первыми геодинамическими результатами GPS измерений на территории Сирии, в частности, по сегменту Эль-Габ. Ранее подобные результаты публиковались для соседних сегментов DST и EAFZ. Так, в работе [McClusky et al., 2003] сообщается, что скорость сдвига в южной части DST возрастает к северу от ~5,6 до ~7,5 мм/год, приобретая транспрессиивную компоненту; в сегменте Яммуне суммарное движение складывается из  $6 \pm 1$  мм/год продольного левого сдвига и  $4 \pm 1$  мм/год поперечного укорочения. В EAFZ скорость левого сдвига достигает ~9 мм/год; сдвиг рассредоточен в зоне шириной ~100 км, и лишь 4–8 мм/год приходится на главные ветви EAFZ [McClusky et al., 2000].

В работе [Reilinger et al., 2006] представлена сбалансированная модель современных скоростей перемещения по разломам, основанная на блоковой модели Восточного Средиземноморья, Ближнего и Среднего Востока. Согласно этой модели, скорость левого сдвига по Иорданскому сегменту DST —  $4,4 \pm 0,3$  мм/год, а по сегменту

Яммуне —  $3,5 \pm 0,4$  мм/год при поперечном к разлому укорочении  $3,1 \pm 0,4$  мм/год. В EAFZ скорость левого сдвига достигает  $10 \pm 0,3$  мм/год, но сокращается в юго-западном направлении до  $6,8 \pm 0,1$  мм/год при поперечном удлинении  $6,4 \pm 0,3$  мм/год, а юго-западнее причленения западной ветви DST — до  $5,5 \pm 0,5$  мм/год при поперечном удлинении  $7,9 \pm 0,5$  мм/год. Расчётная скорость сдвига по сегменту Эль-Габ составляет в этой модели  $4,8 \pm 0,3$  мм/год при поперечном укорочении  $2 \pm 0,6$  мм/год. Как показали GPS наблюдения на территории Сирии, выявленные современные движения по сегменту Эль-Габ действительно имеют компоненту поперечного укорочения примерно указанной в цитируемой работе величины, но скорость сдвига оказывается, как минимум, втрое меньше. Это может быть обусловлено перераспределением сдвига на другую ветвь DST, например, Тартусский разлом, но скорее зависит от временных вариаций напряжённо-деформированного состояния зоны, возможность которых обсуждается в следующей главе.

## Глава 13

# Модель современной геодинамики территории Сирии и её окружения

Проявления современной, а, точнее, позднечетвертичной геодинамической активности распределены на территории Сирии и её ближайшего обрамления неравномерно (см. Приложение 2). Они обусловлены прежде всего особенностями взаимодействия литосферных плит: во-первых, относительным северным дрейфом Аравийской плиты; во-вторых, положением и строением границ Аравийской плиты, где дрейф частично трансформируется в главные зоны разломов и деформаций; в-третьих, внутренними неоднородностями плиты, определяющими локализацию и параметры внутриплитных разломов и деформаций. Поскольку Сирия находится на северо-западном краю Аравийской плиты, главные зоны концентрации разломов и деформаций приурочены здесь к северному флангу и северной части западного фланга плиты.

Проявления наиболее интенсивных позднечетвертичных движений связаны с теми зонами и их структурными элементами, которые возникли в последнюю стадию геодинамической активности, начавшуюся в раннем плиоцене, ~4 млн лет назад (см. рис. 23). Однако позднечетвертичную активность сохраняют и некоторые разломы и складки, заложившиеся и интенсивно развивавшиеся на более ранних стадиях неотектонического этапа. Как правило, их активность слабее активности плиоценовых новообразований.

Определяющим элементом современной структуры западного фланга плиты является DST, которая на юге рассматриваемой территории представлена Иорданским сегментом, а в более северной ливано-сирийской части состоит из нескольких ветвей. Главные из них — сегменты Яммуне и Эль-Габ, кулисно подстилающие друг друга.

Северный дрейф Аравийской плиты обуславливает преобладание левосдвиговых перемещений по всем ветвям DST, но в сегменте Яммуне, отклоняющемся от других сегментов на северо-восток, сдвиг сочетается со значительным поперечным укорочением, выраженным взбросовой компонентой смещений. Для него не характерны структуры pull-apart, более или менее полно представленные в других сегментах DST.

Сегмент Эль-Габ структурно неоднороден. На юге (подсегмент Миссиаф) это сложно нарушенная, но сравнительно узкая (до 1 км) зона. В центральной части (подсегмент Эль-Габ) краевые ветви сегмента расходятся, ограниченная Эль-Габский грабен pull-apart шириной до 20 км. Далее к северу (подсегмент Карасу) западная ветвь зоны разломов теряется в молодых осадках впадины Амик, хотя, возможно, и достигает на глубине разлома Аманос EAFZ. Восточная ветвь продолжается дальше, отклоняясь на север-северо-восток, но в конечном счёте также смыкается с EAFZ. Геологически определённая скорость позднечетвертичного сдвига составляет 3,5–5 мм/год в Иорданском сегменте, 3,9–6,1 мм/год в сегменте Яммуне и 5–6 мм/год в подсегменте Миссиаф (см. раздел 8.1).

Главные сегменты DST оперены менее протяжёнными активными разломами. На северо-восток от главных сегментов отходят кулисно подстилающие друг друга разломы Рашайя и Серхайя и разлом Св. Симеона. Скорость левого сдвига по разлому Серхайя определена в 1,4 мм/год [Gomez et al., 2003], а по разлому Св. Симеона может быть оценена лишь в широких пределах как 1–2,5 мм/год.

На западном борту впадины pull-apart Хула от DST на север отходит разлом Роум, продолжающийся на севере разломами шельфа и континентального склона Средиземного моря. Они разделены на южный ливанский и северный сирийский сегменты субширотной зоной разломов Триполи, примыкающей на востоке к DST. Разломы ливанского сегмента образуют серию уступов как на западном склоне Ливанского хребта (зона разломов Роум), так и в подводной части. Предполагается, что по ним, как и в зоне Триполи, происходили подвижки с надвиговой или взбросовой компонентой, отражающие условия поперечного или косого сжатия [Elias et al., 2009]. Но ведущей компонентой смещения по разлому Роум (и, вероятно, его подводному продолжению в ливанском сегменте зоны) был левый сдвиг [Girdler, 1990; Butler et al., 1997].

В сирийском сегменте прибрежной зоны нарушений главная роль принадлежит Тартусской зоне разломов, сочетающей признаки попереч-

ного сжатия и левого сдвига (см. раздел 8.1). На севере она причленяется к подводному продолжению Латакийской зоны взбросов, являющейся крайним юго-западным членом EAFZ. По существу, геодинамический смысл этого сочетания тождественен сочетанию ливанского сегмента прибрежной зоны нарушений с зоной Триполи. Возможно, такое же структурное сочетание образуют левая сбросо-сдвиговая зона Хайфа, отчленяющаяся на северо-запад от Иорданского сегмента DST, и Южно-Ливанская зона разломов, следующая от подводного продолжения зоны Хайфа вдоль континентального склона к г. Бейруту. Существование Южно-Ливанской зоны удостоверяется данными подводного сейсмопрофилирования [Ben-Gai et al., 2004], а её современная активность — приуроченностью эпицентральных областей сильных исторических землетрясений.

Сложно построенная и протяжённая EAFZ характеризуется повсеместным преобладанием левосдвиговой компоненты позднечетвертичных смещений. Нередко их сопровождает подчинённая вертикальная компонента, как правило, взбросового типа, свидетельствующая о транспрессивных условиях. Суммарная скорость позднечетвертичного сдвига, распределённая по нескольким ветвям, не установлена. Для плиоценчетвертичного сдвига она оценена в 6–8 мм/год [Westaway, 2004]. Согласно модели, основанной на результатах GPS измерений [Reilinger et al., 2006], скорость сдвига по EAFZ составляет ~10 мм/год и сокращается до ~6,8 мм/год юго-западнее причленения к ней восточной ветви DST и до 5,5±0,5 мм/год юго-западнее причленения западной ветви. При этом западнее DST появляется и становится соизмеримой со сдвигом компонента поперечного удлинения, показателя транспрессивных условий. На западе это окончание EAFZ переходит в зону разломов южного фланга Кипрской дуги.

На прилегающем к Сирии северном фланге Аравийской плиты определяющая роль принадлежит сутуре Южного Тавра. Она сформировалась задолго до квартала, но сохраняет позднечетвертичную активность [Şaroğlu et al., 1992a]. К сутуре примыкает с юга пояс Краевых складок Южной Турции, сопряжённых с продольными надвигами и взбросами. Складки сформировались в неоген-квартале, причём есть основания полагать, что пояс распространялся на юг, охватывая ранее недеформированные части Месопотамского прогиба, а на западе — Алеппского блока (см. главу 3). К этой же систе-

ме относится антиклиналь Абдель-Азиз на севере Месопотамского прогиба. Она возникла как конседиментационная структура ещё на ранних стадиях новейшего этапа и, вероятно, была предопределена неоднородностью строения плиты, но продолжала развиваться в позднечетвертичное время, что выражается зоной малоамплитудных активных разломов на её северном крыле. У более северных складок пояса признаки позднечетвертичной активности выражены на земной поверхности далеко не повсеместно, но приуроченность эпицентров землетрясений даёт основание предполагать, что по меньшей мере части складок соответствуют нарушениям фундамента плиты (см. Приложение 2).

Внутриплитные активные разломы уступают краевым зонам разломов Аравийской плиты амплитудами и скоростями позднечетвертичных смещений. Среди внутриплитных разломов важная структурообразующая роль принадлежит зоне Расафе–Эль-Фаид. На своих отрезках северо-восточного простирания зона характеризуется сочетающимися признаками левого сдвига и взброса, а на меридиональных отрезках — сбросовыми смещениями. Зона находится на продолжении левого взбросо-сдвига Серхайя и ограничивает с юго-востока и востока Алеппский блок плиты, отделяя его от Пальмирид на юге и Месопотамского прогиба на востоке (см. раздел 2.7). Вместе с другими ограничениями Алеппского блока, сегментом Эль-Габ и EAFZ, зона Расафе–Эль-Фаид придаёт блоку миндалевидную форму, характерную для подобных образований соседних участков Альпийско-Гималайского пояса [Трифонов, Караханян, 2004].

Другим важным внутриплитным образованием является зона Евфратского разлома, ограничивающего с юго-запада сирийскую часть Месопотамского прогиба. Признаки позднечетвертичной активности обнаружены возле г. Ракка (см. раздел 9.2) и в юго-восточной части зоны, юго-восточнее г. Дейр-Эз-Зор, где выявлены деформации I речной террасы (см. раздел 2.7).

Своеобразными внутриплитными образованиями являются разломы Акфан, Олаб и Джхар, пересекающие и смещающие складки Пальмирид и соседнюю недеформированную часть Аравийской плиты. Эти разломы, с которыми связан ряд более мелких нарушений, характеризуются более или менее отчётливо выраженными признаками правосдвиговых смещений. Они сопряжены с разломами DST и её оперения и дугообразно выпуклы к югу. Учитывая эти обстоятельства, можно рассматривать указанные раз-

ломы как результат вращения блоков плиты в процессе перемещений по DST и EAFZ. Полюс вращения находится примерно на их сочленении.

Обращаясь к оценке активности складчатых деформаций, заметим, что судить об их собственно позднечетвертичном развитии не позволяет имеющийся материал. Лишь в некоторых случаях на продолжающийся в позднем плейстоцене и голоцене рост антиклиналей косвенно указывают смещения по складчатым взбросам и надвигам, например, Дамасскому разлому и несколькими другим складчатым взбросо-надвигам Пальмирид и пояса Краевых складок Турции. Более убедительными свидетельствами роста антиклиналей в квартере являются грубообломочность четвертичной молассы и, в отдельных случаях, структурно-геоморфологические данные (см. главу 3).

Продолжающийся в квартере рост антиклиналей, как в поясе Краевых складок Турции, так и в Пальмиридах, прямо или косвенно (как изостатическая реакция на предшествовавшее складкообразование) связан с коллизионным взаимодействием блоков литосферы на северном фланге или внутри Аравийской плиты. Подобные взаимодействия обусловили и некоторые другие проявления значительных четвертичных вертикальных движений. Так, трансформные условия на юго-западном окончании EAFZ привели к формированию сложного подводного рельефа области перехода от EAFZ к зоне субдукции Кипра. Кулисное подставление разлома Рашайя разломом Серхайя создало условия транспрессии на юге заключённого между ними блока и тем самым усилило подъём Хармона (см. раздел 2.3). Однако подобный геомеханический подход не даёт удовлетворительного истолкования плиоцен-четвертичного роста Береговой и Ливанской антиклиналей, поскольку не объясняет одновременного интенсивного опускания сопряжённой с прибрежными антиклиналями Левантинской впадины (см. раздел 2.2). Представляется, что в этом случае решающим фактором могли стать глубинные вещественные преобразования, приведшие к уплотнению литосферы (возможно, нижнекоревых слоёв) впадины, сопровождавшиеся разуплотнением фундамента прибрежных хребтов.

Обсуждая современную геодинамику Сирии, нельзя обойти молчанием проявления позднечетвертичного базальтового вулканизма. Тефра и лавы вулканических построек и лавовые потоки этого возраста занимают значительные

площади на нагорье Джебель Араб и, кроме того, слагают и окружают небольшие вулканы Охарби Манхар и Шарки Манхар на левобережье Евфрата восточнее г. Ракки и, вероятно, вулкан Шарет Ковхар восточнее г. Хасаке. Последний вулкан представляет заключительную фазу более обширных извержений конца среднего плейстоцена. Не касаясь здесь возможного происхождения мантийных вулканических очагов и их связи с астеносферным потоком под Аравийской плитой (эти вопросы обсуждались в разделе 5.4), остановимся на структурной позиции вулканов.

Все выявленные голоценовые вулканы и большинство позднеплейстоценовых вулканов нагорья Джебель Араб группируются в цепи северо-западного и север-северо-западного простирания, которые могут рассматриваться как проявления разломов растяжения, оперяющих левый сдвиг DST (см. Приложение 2). Вулкан Шарет Ковхар является элементом короткой цепи мелких лавовых вулканов север-северо-восточного простирания, которая заключена между двумя кулисно расположенными отрезками активного разлома Абдель Азиз. Разлом простирается широтно и на восток-северо-восток и является левым сбросо-сдвигом (см. раздел 8.1). В такой структурно-кинематической ситуации зона растяжения вулканической цепи оказывается аналогом структуры pull-apart. Таким образом, структурная позиция позднечетвертичных вулканов вполне вписывается в общий ансамбль проявлений современной геодинамики северо-западной части Аравийской плиты.

В предыдущем обсуждении активная тектоника рассматривалась как проявление стационарной, т.е. неизменной в течение позднего плейстоцена и голоцена, геодинамической обстановки. Однако эта обстановка могла изменяться со временем, если не по ориентировке действовавших напряжений, на что нет убедительных указаний, то по их величине. Рассмотрим возможность таких изменений на примере сейсмичности южного и центрального подsegmentов сегмента Эль-Габ DST. Северный подsegment того же сегмента исключен из рассмотрения, поскольку находится в непосредственной близости к EAFZ, и порой трудно определить, к какой из этих зон следует отнести то или иное историческое землетрясение.

20 землетрясений с магнитудами  $M_S \geq 6$  зафиксированы вблизи южного и центрального подsegmentов за последние 2100 лет (см. Приложение 3). Во временном распределении

выделенной ими сейсмической энергии обнаружилось элементы цикличности с интервалом повторяемости 300–400 лет, что, подобно проявлениям сейсмического цикла в других регионах, можно объяснить периодичностью сброса накопленной упругой энергии (рис. 111, А). Обнаружилось также, что общее количество выделенной энергии было невелико до середины I тысячелетия н.э., затем стало возрастать и достигло максимума в XII в. (землетрясения 1157 и 1170 гг.), после чего начало спадать до современного минимального уровня, причём большинство сильных землетрясений последних 600 лет (после первой декады XV в.) сместилось в северный подsegment Эль-Габа.

С тектонофизической точки зрения всякое тектоническое землетрясение означает превышение действующими напряжениями предела прочности горных пород (за счёт роста напряжений или падения прочности). Сила (магнитуда) землетрясения зависит от объёма пород, где достигается предел и снимаются накопленные напряжения (упругая деформация). В нашем случае это объём пород приразломной зоны. Поскольку все землетрясения происходили в земной коре на близких глубинах, такой объём определялся длиной активизированной части зоны сегмента Эль-Габ, которая на пике возрастания скорости накопления упругой деформации (землетрясение 1170 г.,  $M_S = 7,7$ ) сравнялась с полной длиной сегмента (~230 км), а при других землетрясениях была меньше.

Продолжительному современному сейсмическому затишью на юге и в центре сегмента Эль-Габ можно предложить два противоположных объяснения. Первое — затишье является предвестником предстоящего в недалёком будущем сверхсильного землетрясения [Meghraoui et al., 2003]. Второе — затишье отражает падение уровня сейсмической активности в рассматриваемой зоне, и магнитуда сильного землетрясения, которое можно ожидать в недалёком будущем в соответствии с сейсмической цикличностью, скорее всего не превысит  $M_S = 6,5$  и во всяком случае не достигнет  $M_S = 7,7$  землетрясения 1170 г. Второй сценарий становится более правдоподобным, если предположить, что количество выделенной сейсмической энергии варьировало пропорционально скорости накопления упругой деформации в зоне разлома. Посмотрим, насколько это оправдано.

За продолжительное время накапливавшаяся упругая деформация реализовалась смещениями и остаточными деформациями в зоне разлома.

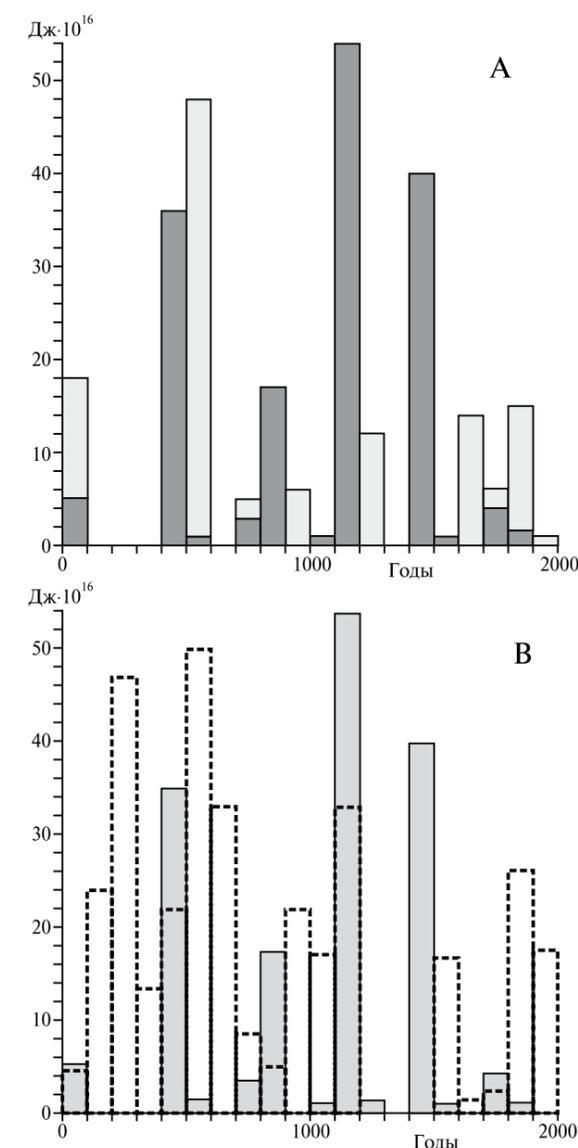


Рис. 111. Гистограмма временного распределения столетней сейсмической энергии, выделенной землетрясениями с магнитудами  $M_S \geq 6$  в зоне разлома Эль-Габ с I в. до н.э. (южный и центральный участки — тёмные и северный участок — серый) (А) и такая же гистограмма (пунктир) для юго-западной части EAFZ (В). Составил В.Г. Трифионов

Сегмент Эль-Габ возник в плиоцене 4–3,5 млн лет назад, и средняя скорость последующего плиоцен-четвертичного левого сдвига по нему составила  $5 \pm 1$  мм/год (см. раздел 2.3). Эта величина совпадает с оценкой средней скорости голоценового сдвига в южном подsegmente Эль-Габа (см. там же) и, таким образом, пред-

ставляет собой достаточно устойчивую характеристику. Однако многократные GPS измерения, выполненные вокруг южного и центрального подсегментов Эль-Габа независимо друг от друга российско-сирийской рабочей группой (RAS-GORS) в 2004–2008 гг. (см. главу 12) и американо-сирийской рабочей группой в 2000, 2007 и 2008 гг. [Alchalbi et al., 2009], дали накопление упругой деформации, соответствующее скорости сдвига, не превышающей 2–3 мм/год, т.е. уступающей средней долговременной скорости сдвига по меньшей мере вдвое. Вместе с тем, римский акведук, построенный поперёк зоны Эль-Габ в I в. до н.э. — I в. н.э. не ранее 63 г. до н.э., смещён по этому разлому влево на 12 м, что даёт среднюю скорость сдвига за последние два тысячелетия ~6 мм/год [Meghraoui et al., 2003; Rukieh et al., 2005; Sbeinati et al., 2009]. Если допустить, что современная малая скорость накопления деформации, выявленная GPS измерениями, присуща не только последнему десятилетию, а более продолжительному интервалу времени (например, последним несколькими столетиям), в предыдущие столетия скорость была больше 6 мм/год. Таким образом, предположение о том, что выделенная землетрясениями Эль-Габа сейсмическая энергия варьировала пропорционально и в зависимости от изменений скорости накопления упругой деформации, оказывается вполне правдоподобным.

Распределение количества сейсмической энергии, выделенной в течение двух последних тысячелетий сильными землетрясениями в южном и центральном подсегментах Эль-Габа, было сопоставлено с аналогичным распределением в юго-восточной части EAFZ, а именно в её сегментах, расположенных не далее 150 км от границ Сирии (см. Приложение 3). Сопоставление показывает (см. рис. 111, В), что на юго-западе EAFZ обнаруживается цикличность сейсмичности, близкая по периодичности к цикличности Эль-Габа. Но распределение количества сейсмической энергии, выделенной в пиковые фазы сейсмических циклов, подчиняется иной закономерности. Это количество достигает максимума в III–VII вв. (с пиками в III и VI–VII вв., что близко к временному распределению сейсмичности в других частях Альпийско-Гималайского пояса, где известно как «византийский пароксизм» [Трифонов, Караханян, 2004, 2008]). Затем происходит спад, и новое возрастание количества выделенной сейсмической энергии приходится на XIX–XX вв. Таким образом, количество сейсмической энергии на юго-западе EAFZ также испытывает многовековые колебания, но их фазы сдвинуты относительно аналогичных фаз сейсмичности Эль-Габа. Возможно, это отражает различия в изменениях напряжённо-деформированного состояния двух крупнейших активных зон Ближнего Востока.

## Часть третья

# ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СИРИИ

В Сирии и в непосредственной близости от неё возникали сильные землетрясения, интенсивность воздействия которых на территорию страны намного превосходила воздействия от сильнейших удалённых землетрясений. При оценке сейсмической опасности таких территорий удалённые землетрясения не учитываются, и последовательно решаются две задачи. Первая задача — выделение и параметризация сейсмогенерирующих зон в Сирии

и в полосе шириной ~150 км вокруг неё (см. Приложение 2). Выбор ширины полосы определялся тем, что даже сильнейшие более удалённые землетрясения не вызовут на территории Сирии разрушительных последствий. Вторая задача — оценка интенсивности сейсмических воздействий, которые могут испытать разные части территории Сирии от максимальных возможных землетрясений в выделенных сейсмогенерирующих зонах.

## Глава 14

### Сейсмогенерирующие зоны

По данным инструментальной сейсмичности и результатам анализа макросейсмических сведений об исторических сейсмических событиях, очаги подавляющего большинства землетрясений, оказавших разрушительное воздействие на территорию Сирии, расположены в земной коре. Выделяют два основных типа коровых сейсмогенерирующих зон, или, как их принято называть в российской сеймотектонической литературе, зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ). Это линейные зоны ВОЗ, или сейсмолинеаменты, и площадные зоны ВОЗ, или сейсмические домены [Уломов, Шумилина, 1999]. Сейсмолинеаменты характеризуются отчётливой линейностью, т.е. многократным преобладанием длины над шириной, и сосредоточенной сейсмичностью, при которой эпицентры землетрясений группируются вдоль зоны. Как правило, сейсмолинеаменты выражены на земной поверхности зонами активных

разломов. Домены характеризуются рассеянной сейсмичностью и не имеют однозначного выражения в активной тектонике. Показателями их современной тектонической активности могут быть проявления молодых вертикальных движений и/или наличие мелких активных разломов, не обнаруживающих прямой связи с очагами землетрясений.

Очаги сильнейших коровых землетрясений связаны с сейсмолинеаментами. Магнитуды приуроченных к ним землетрясений и количество выделенной ими сейсмической энергии обычно выше, чем в соседних доменах. Поэтому в таких сейсмических регионах, как Сирия, где есть и сейсмолинеаменты, и сейсмические домены, выделение зон ВОЗ сводится к выявлению и параметризации сейсмолинеаментов, поскольку их потенциальные сейсмические воздействия на территорию страны, как правило, перекрывают возможное воздей-

ствие землетрясений в доменах. Как ясно из приведённой выше характеристики сейсмолинементов, их можно выделить и параметризовать двумя способами: сейсмологическим и геологическим (по проявлениям активности разломов). Оба способа в общих чертах методически разработаны, но имеют известные ограничения, связанные с неопределённостью исходных данных.

Современная точность инструментальной регистрации землетрясений достаточна для выделения зон ВОЗ. Но, как правило, сильнейшие землетрясения Сирии, которые можно связать с тем или иным сейсмолинементом, приходится на историческое время. Это особенно ярко выражено в зоне DST, характеризующейся в XX в. и в начале XXI в. явным спадом сейсмичности. Выявление и параметризация исторических землетрясений основаны на макросейсмических сведениях, содержащихся в литературных и архивных источниках.

Помимо трудностей интерпретации сведений источников (место, время, оценка достоверности), такого рода изыскания сталкиваются ещё с двумя трудностями, хорошо известными исследователям. Первая — оценка интенсивности сейсмического воздействия по характеру разрушения или повреждения построек основана на учёте их сейсмостойкости, а она зависит не только от формальных характеристик конструкции, но и от её сохранности на момент землетрясения. Если эту трудность можно преодолеть при определённом опыте работы в регионе, то вторую трудность преодолеть сложнее и порой невозможно.

Дело в том, что извлекаемые из источников макросейсмические данные относятся к конкретным населённым пунктам. Лишь в редких случаях они достаточно полны, чтобы очертить (иногда с привлечением данных архео- и палеосейсмичности, см. раздел 11.5) изосейсты сейсмического события или, по меньшей мере, первую изосейсту наиболее интенсивных сотрясений. Чаще первая изосейста остаётся незамкнутой, а в большинстве случаев даже для этого нет достаточных данных. Более того, некоторые исторические землетрясения выявлены на основе сообщения о сейсмических разрушениях в единственном населённом пункте (например, Алеппо). Очевидно, что помещение эпицентра в такой населённый пункт может быть ошибочным.

В то же время, отнесение эпицентра к ближайшей потенциальной сейсмогенерирующей

зоне (например, зоне активного разлома) может быть оправдано лишь в том случае, если вероятность такой связи обоснована при других аналогичных событиях в данном пункте. Во всяком случае, в оценке положения эпицентра исторического землетрясения сохраняется возможность большей или меньшей ошибки. В наибольшей мере это относится к сильным подводным землетрясениям, ощущавшимся на значительном протяжении левантского побережья.

При использовании геологических данных для выделения и параметризации линейных сейсмогенерирующих зон активные разломы рассматриваются как их прямое отражение на земной поверхности. Подходы к решению задачи определения сейсмического потенциала активного разлома, т.е. максимальной магнитуды ( $M_{\max}$ ) землетрясения, которое могла бы вызвать подвижка по нему, были найдены при изучении корреляционных связей между параметрами современных сейсморазрывов (линий выхода на поверхность части плоскости разлома, по которой произошла подвижка при землетрясении) и характеристиками землетрясения, вызванного подвижкой [Трифонов, Кожурин, 2010]. Выявляемые связи опираются на разные по объёму и географическому охвату базы данных, региональных или мировых [Ваков, 1992; Стром, 1993; Стром, Никонов, 1997; Трифонов, 1991; Shebalin et al., 2000]. Уравнения регрессии, предложенные на основе подобных обобщений, имеют вид

$$M = a + blg L$$

$$\text{и } M = c + dl g D,$$

где  $L$  — длина сейсморазрыва, км;  $D$  — величина общего смещения, м; коэффициенты  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и  $d$  существенно варьируют в разных регионах и для Земли в целом, по данным разных авторов.

В качестве принятого стандарта чаще всего используются зависимости, выявленные Д.Уэллсом и К.Копперсмитом на основе мировой базы данных [Wells, Coppersmith, 1994]. Авторы этой работы связали моментную магнитуду землетрясения, длину сейсморазрыва и величины одноразовых смещений, максимальных, средних, с учетом типа подвижки и без.

Цитируемые авторы показали, что использование одноразовой подвижки (общей максимальной или средней, с учетом всех компонент

и без него) в качестве независимой переменной величины приводит к широкому разбросу значений. Основная проблема здесь связана с тем, что величина одноразового общего смещения (палеоподвижки) может значительно варьировать вдоль разрыва, а способа точно решить, близка ли измеренная в одной точке на разрыве амплитуда смещения к максимальной, минимальной или средней, не существует. Выход из ситуации возможен лишь при идентификации возможно большего ряда величин смещений и восстановлении характера их вариаций вдоль разрыва. В Сирии такая задача не решалась и едва ли её решение достижимо. Поэтому сведения о сейсмогенных смещениях учтены лишь при определении  $M_{\max}$  сегмента Эль-Габ и разлома Серхайя, где есть единичные определения таких подвижек [Gomez et al., 2003; Meghraoui et al., 2003].

Наиболее вероятное максимальное значение магнитуды  $M_{\max}$  дает использование в качестве переменной длины сейсморазрыва. Но и при таком подходе возникают определённые трудности. Известно, что крупные зоны активных разломов генерируют землетрясения посегментно (сверхсильные землетрясения типа Чилийского 1960 г. или Аляскинского 1964 г., охватившие несколько сегментов, являются исключениями и не могут приниматься в расчёт). Поэтому сегментация активных разломов и их зон является важнейшей задачей для расчета соотношений  $M_{\max}/L$ . Определение характерной длины сегмента того или иного разлома, т.е. длины его участка, который может обновиться при будущей подвижке (длины будущего сейсморазрыва), как раз и вносит неопределённость в оценку  $M_{\max}$ .

Считается, что сегменты разлома отличаются структурным рисунком и/или основными параметрами движений (скорость, направление и т.д.) [Yeats et al., 1997]. Они могут образовывать отдельные кулисы сдвигового ряда разломов, заканчиваться местами заметного изменения простираения единого разлома или сочленением разломов разных простираций.

Однако в сейсмотектонической практике известны примеры сейсмогенных разрывов, которые, охватывая некий геологически определённый сегмент разлома, местами заметно отклонялись от него или продолжались в соседний сегмент. Поэтому при всей логичности такого геологического подхода, сегментация разломов и разломных зон есть решение вероятностное, и уверенности в том, что сегмент выделен пра-

вильно, не может быть. Тем не менее, определение  $M_{\max}$  по длине сегментов зоны активных разломов остаётся главным и наиболее доступным и широко применяемым геологическим методом параметризации линейных сейсмогенерирующих зон.

Как показано в главе 1 и разделах 2.3 и 8.1, DST состоит из ряда геологически обособленных сегментов: залива Акаба, вадии Араба, Мёртвого моря, долины Иордана, Яммуне и Эль-Габ.

Вместе с тем, в пределах сегмента Эль-Габ различаются активные разломы с разными морфокинематическими характеристиками.

Наконец, каждый из этих разломов состоит на поверхности из отдельных сложно сочетающихся нарушений, которые на глубине могут сливаться в единую зону.

Очевидно, нарушения последнего типа не могут приниматься в расчёт как сейсмогенерирующие разломы. В качестве сегментов выбраны индивидуальные активные разломы, группирующиеся в активные зоны. Такие разломы могут совпадать с сегментами DST, а могут быть лишь их частями. Аналогичным образом были сегментированы другие зоны активных разломов Сирии и её обрамления. По их длине оценивалась  $M_{\max}$  сегментов. При этом выяснилось, что оценки  $M_{\max}$  по величине сейсмогенного смещения, предпринятые в единичных упомянутых случаях, не противоречили оценкам по соотношениям  $M_{\max}/L$ . Полученные оценки  $M_{\max}$  сравнивались с данными об инструментальной и исторической сейсмичности (табл. 19).

На основе совместного анализа данных о сейсмичности и активных разломах были выделены линейные сейсмогенерирующие зоны Сирии и её окружения. На рис. 112 активные разломы показаны как оси таких зон. В табл. 20 приведены экспертные оценки  $M_{\max}^{\text{exp}}$  каждой зоны, основанные на определении  $M_5$  максимального землетрясения, зафиксированного вблизи оси такой зоны (см. Приложение 3), и оценке  $M_{\max}$  по соотношению  $M_{\max}/L$ . Последняя наиболее гипотетична для подводных зон и возможности активных разломов из-за неопределённости их сегментации.

Интенсивность позднечетвертичных перемещений, определяющая в общем случае частоту сильнейших землетрясений, принималась в расчёт при оценке  $M_{\max}$  следующим образом. Корреляционные соотношения  $M_{\max}/L$  даны в работе [Wells, Coppersmith, 1994] с допущениями определённых отклонений в сторону как

Таблица 19. Сейсмологические характеристики сейсмолинементов и доменов Сирии и её окружения

Зона	Землетрясения	$M_{max}^R$
S1	2150–1560 гг. до н.э., $M = 6,8$ ; <b>363.05.18–19</b> , $M = 6,9$ ; (710 г.; $M = 6,1$ ); (765 г., $M = 6,1$ ); 1293.12.01, $M = 6,6$ ; (1534 г., $M = 6,4$ ); 1458.11.12, $M = 6,8$ ; 1834.05.23, $M = 6,7$ ; 1903.03.29, $M = 5,7$ ; 1956.12.18, $M = 5,6$ ; 1970.10.08, $M = 5,0$ ; 1979.04.23, $M = 5,1$ ; 2004.02.11, $M = 5,3$	6,9
S2	1250 г. до н.э., $M = 6,5$ ; 854 г. до н.э., $M = 6,6$ ; 31 г. до н.э. 09.02, $M = 6,9$ ; 628–634 гг., $M = 6,3$ ; 658.06, $M = 6,6$ ; <b>747.01.18</b> , $M = 7,2$ ; 1033.12.05, $M = 7,1$ ; 1160 г., $M = 6,1$ ; 1546.09.29, $M = 7,0$ ; 1927.07.11, $M = 6,0$ ; 1928.02.22, $M = 5,0$	7,2
S3	525.4/5.10/20, $M = 6,6$ ; 846–847 гг., $M = 6,7$ ; 847.11.24, $M = 7,5$ ; <b>1202.05.20</b> , $M = 7,6$ ; 1203–1204 гг., $M = 6,1$ ; 1656.02, $M = 6,6$ ; 1765 г., $M = 6,4$ ; 1837.01.01, $M = 7,1$ ; 1956.03.16, $M = 6,0$ ; 1910.07.10, $M = 5,0$ ; (1951.08.05, $M = 5,0$ )	7,6
S4	<b>1170.06.29</b> , $M = 7,7$ ; 1407.4–5, $M = 7,0$ ; 1783.07.20, $M = 6,5$	7,7
S5	37 г., $M = 6,2$ ; 47–48 гг., $M = 6,7$ ; 394–396 гг., $M = 6,5$ ; <b>458.09.14</b> , $M = 7,7$ ; 494 г., $M = 6,6$ ; (565–571 гг., $M = 6$ ); 580–581 гг., $M = 5,7$ ; 713.02.28, $M = 7,0$ ; 1094.4/5, $M = 6,0$ ; 1183–1190.09, $M = 6,1$ ; 1404.02.20, $M = 7,4$ ; 1404.11.12, $M = 5,7$ ; 1537.01.07, $M = 6,4$ ; 1796.04.26, $M = 6,8$	7,7
S6	53 г., $M = 7,0$ ; <b>1872.04.03</b> , $M = 7,2$	7,2
S7	<b>1002–1003 гг.</b> , $M = 6,8$ ; 1726.04.15, $M = 6,1$	6,8
F8	<b>1971.06.29</b> , $M = 5,3$	5,3
F9	<b>759 г. до н.э. 10.11</b> , $M = 7,3$ ; 1759.10.30, $M = 6,6$	7,3
S10	1537.03.08, $M = 5,9$ ; 1604.03.13, $M = 5,7$ ; 1753.12.18, $M = 5,7$ ; 1754.08.31, $M = 5,9$ ; <b>1759.11.25</b> , $M = 7,4$ ; 1802 г., $M = 6,2$	7,4
F11	590 г. до н.э., $M = 6,8$ ; <b>199–198 гг. до н.э.</b> , $M = 6,8$ ; 1205 г., $M = 6,7$ ; 1907.07.22, $M = 5,2$ ; 1997.03.26, $M = 5,0$ ; 1997.03.26, $M = 5,0$ ; 1998.07.04, $M = 5,4$	6,8
F12	306 г., $M = 7,2$ ; <b>551.07.09</b> , $M = 7,2$ ; 1850.02.12, $M = 5,7$	7,2
S15	<b>528.11.29</b> , $M = 7,5$ ; 791 г., $M = 6,8$ ; 1484.3/4.29/27, $M = 6,4$ ; 1610.03.07, $M = 5,7$ ; 1719.03, $M = 6,4$ ; 1760.01.14, $M = 6,4$ ; 1822.08.13, $M = 7,0$ ; 1822.09.05, $M = 5,7$	7,5
F16	<b>92 г. до н.э.</b> , $M = 7,0$ ; 330–332 гг., $M = 6,3$ ; 1735.12, $M = 6,5$ ; 1941.01.20, $M = 6,3$	7,0
F17	<b>1752.07.21</b> , $M = 6,8$ ; 1854 г., $M = 5,7$ ; 1918.09.29, $M = 6,5$ ; 1919.08.19, $M = 5,4$ ; 1924.02.18, $M = 6,0$	6,8
F19	<b>1568.10.10</b> , $M = 6,0$ ; 2006.03.29, $M = 5,0$	6,0
S21	<b>1365 г. до н.э.</b> , $M = 7,3$ ; 331 г. до н.э., $M = 6,6$ ; 2009.06.17, $M = 5,0$	7,3
S22	184 г. до н.э., $M = 6,6$ ; 131 г. до н.э., $M = 5,7$ ; 69–64 гг. до н.э., $M = 6,8$ ; 37 г. до н.э., $M = 6,1$ ; 76–82–94 гг., $M = 6,5$ ; 128–130 гг., $M = 6,0$ ; 220, $M = 6,1$ ; 272 г., $M = 6,1$ ; 290.05.14, $M = 6,1$ ; (334 г., $M = 6,8$ ); 344–345 гг., $M = 5,7$ ; 348–349 гг., $M = 7,0$ ; 419 г., $M = 6,1$ ; 518.05, $M = 6,1$ ; 521 г., $M = 7,4$ ; <b>526.05.20–29</b> , $M = 7,5$ ; 553 г., $M = 5,7$ ; 639 г., $M = 5,7$ ; 717.12.24, $M = 6,1$ ; 835 г., $M = 6,1$ ; 867 г., $M = 6,5$ ; 1091.9/10.26/06, $M = 7,4$ ; 1212 г., $M = 6,1$ ; 1738.09.25, $M = 6,2$ ; 1872.05.15, $M = 5,7$ ; 1971.07.11, $M = 5,6$ ; 1971.08.17, $M = 5,0$ ; 1997.01.22, $M = 5,7$ , $M = 5,2$ , $M = 5,3$	7,5
F23	( <b>88 г. до н.э.</b> , $M = 7,4$ ); 557.10.19, $M = 6,0$ ; 1845–1847 гг., $M = 5,7$ ; 1915.12.25, $M = 5,4$ ; 1936.06.14, $M = 5,5$ ; (1951.04.08, $M = 5,8$ )	7,4?
S24	97 г., $M = 6,2$ ; (245 г., $M = 7,6$ ); 524 г., $M = 6,1$ ; ( <b>1114.11</b> , $M = 7,7$ ); 1513 г., $M = 7,4$ ; (1894.05.14, $M = 6,1$ ); 1967.04.07, $M = 5,0$ ; 1991.04.10, $M = 5,2$ ; 1994.01.03, $M = 5,0$ ; 2001.06.25, $M = 5,5$ ; 2001.10.31, $M = 5,1$ ; (2002.12.14, $M = 5,2$ )	7,7
S25	<b>1893.03.12/31</b> , $M = 7,1$ ; 1986.05.05, $M = 5,9$ ; 1986.06.06, $M = 5,7$	7,1
F26	<b>678 г.</b> , $M = 7,7$ ; (718 г., $M = 6,1$ ); 742 г., $M = 6,4$ ; 1900.11.10, $M = 5,4$ ; 1905.12.04, $M = 5,8$	7,7
F27	( <b>233–242 гг.</b> , $M = 7,0$ ); 1089 г., $M = 6,2$ ; 1996.12.24, $M = 5,5$	7,0?
S28	<b>499–500 гг.</b> , $M = 7,5$ ; 995.12.31, $M = 7,5$ ; 1691 г., $M = 6,0$ ; 1866.07.20, $M = 6,1$ ; 1874.05.03, $M = 7,1$ ; 1875.03.03/27, $M = 6,7$ ; 1905.12.04, $M = 6,8$ ; 1908.09.28, $M = 6,1$ ; 1915.05.19, $M = 5,4$ ; 1949.04.25, $M = 5,3$ ; 1950.11.08, $M = 5,2$ ; 1964.06.14, $M = 6,0$ ; 1979.09.12, $M = 5,0$ ; 1981.01.20, $M = 5,1$ ; 1998.05.09, $M = 5,1$ ; 2003.07.13, $M = 5,6$ ; 2004.08.11, $M = 5,7$ ; 2005.11.26, $M = 5,1$ ; 2007.02.09, $M = 5,5$ ; (2007.02.21, $M = 5,7$ ); (2010.03.08, $M = 6,1$ , $M = 5,6$ , $M = 5,2$ , $M = 5,3$ ); (2010.03.24, $M = 5,1$ )	7,5

Таблица 19. Продолжение

Зона	Землетрясения	$M_{max}^R$
F29	<b>1986.08.03</b> , $M = 5,0$	5,0
F30	<b>2500 г. до н.э.</b> , $M = 6,2$ ; 477 г., $M = 5,7$	6,2
F31	450–457 гг., $M = 6,7$ ; 1156.05.10/18, $M = 6,5$ ; <b>1339.1/2</b> , $M = 6,8$ ; 1670.08.01, $M = 6,5$	6,8
F32	<b>525 г. до н.э.</b> , $M = 7,5$ ; 19 г., $M = 6,5$ ; 341–342 гг., $M = 7,0$ ; 1268 г., $M = 6,8$	7,5
F33	(1128 г., $M = 6,7$ ); ( <b>1137.10/11.19/16</b> , $M = 7,4$ ); 1873.02.14, $M = 6,2$	7,4?
F34	<b>502.08.22</b> , $M = 7,2$ ; 506, $M = 6,8$ ; 881.05.16, $M = 6,5$ ; 1984.08.24, $M = 5,1$	7,2
F40	<b>1042.08.21/24</b> , $M = 6,9$	6,9
F46	<b>1693 г.</b> , $M = 6,7$	6,7
F47	<b>749.01.25</b> , $M = 7,0$	7,0
S48	<b>1503 г.</b> , $M = 6,9$	6,9
P56	233 г., $M = 5,7$ ; 854 г., $M = 7,0$ ; <b>860.01</b> , $M = 7,4$ ; 991.04.05, $M = 7,1$ ; 1029, $M = 6,1$ ; 1063.08, $M = 6,9$ ; 1287.03.22, $M = 7,2$ ; 1322.1–2, $M = 5,7$ ; 1544.01.22, $M = 6,5$ ; 1563.09.13, $M = 5,7$ ; 1705.11.24, $M = 6,9$	7,4
P58	<b>148–138 гг. до н.э. 02.21</b> , $M = 7,4$ ; 1859.01.24, $M = 5,7$	7,4
P59	<b>1408.12.29</b> , $M = 7,4$	7,4
P60	<b>1290–1292 гг.</b> , $M = 6,8$	6,8
P61	( <b>115.12.13</b> , $M = 7,5$ ); (128–130 гг., $M = 6,1$ )	7,5?
P62	1152.09.27, $M = 5,8$ ; <b>1182 г.</b> , $M = 6,7$	6,7
P.63	<b>1921.10.05</b> , $M = 5,5$	5,5
P64	<b>293.03.06</b> , $M = 7,4$ ; 517–518 гг., $M = 6,1$ ; 757.03.09, $M = 5,7$ ; 775 г., $M = 6,7$ ; 803 г., $M = 6,0$ ; 1933.09.25, $M = 5,0$ ; 1945.03.20, $M = 6,0$ ; 1998.06.27, $M = 6,3$	7,4
P65	<b>587–588.9/10.30/31</b> , $M = 6,9$ ; 1908.02.17, $M = 6,0$ ; 1952.10.22, $M = 5,6$ ; 1979.12.28, $M = 5,1$	6,9
P67	<b>1901.01.10</b> , $M = 5,5$ ; 1922.02.01, $M = 5,3$	5,5
P69	<b>1908.10.30</b> , $M = 5,4$ ; 1961.06.01, $M = 5,0$	5,4
P75	<b>1114.11</b> , $M = 7,4$ ; 1135, $M = 7,0$ ; 1936.02.02, $M = 5,0$ ; (2008.09.03, $M = 5,0$ )	7,4
P78	963.07.22, $M = 6,1$ ; 972.10.12, $M = 6,9$ ; <b>1626.01.21</b> , $M = 7,3$	7,3
P79	1157.04.02/04, $M = 6,0$ ; 1157.07.13, $M = 6,6$ ; <b>1157.08.12</b> , $M = 7,4$ ; 1577.01.28, $M = 6,6$	7,4
P83	<b>800–802 гг.</b> , $M = 6,1$	6,1
P87	( <b>742 г.</b> , $M = 6,4$ ); (1037.12.18, $M = 5,7$ )	6,4?
P88	<b>1781 г.</b> , $M = 6,9$	6,9
P94	<b>1941.12.02</b> , $M = 5,1$	5,1
P97	<b>1884.02.10</b> , $M = 6,9$ ; 1944.04.05, $M = 5,2$	6,9
P98	( <b>1871.03.17</b> , $M = 6,7$ ); 1915.02.28, $M = 5,3$ ; 1973.08.30, $M = 5,2$ ; (1984.12.03, $M = 5,5$ )	6,7?
P99	<b>1960.02.21</b> , $M = 5,5$	5,5
P100	<b>2005.01.25</b> , $M = 5,9$	5,9
P109	<b>986.11</b> , $M = 6,6$ ; 1225–1236.03.04, $M = 6,0$ ; 1971.07.01, $M = 5,0$	6,6
P111	<b>1149 г.</b> , $M = 6,6$	6,6
P113	<b>160.10</b> , $M = 6,0$	6,0
P131	<b>1666.09.22</b> , $M = 6,9$ ; 1968.08.10, $M = 5,0$	6,9
P132	<b>1918.04.25</b> , $M = 5,7$ ; 1919.08.31, $M = 5,3$	5,7
P133	1046–1047 гг., $M = 6,0$ ; <b>1934.11.27</b> , $M = 6,3$	6,3
P134	<b>748 г.</b> , $M = 6,5$ ; 1924.02.27, $M = 5,7$ ; 1957.11.03, $M = 5,5$ .	6,5

Таблица 19. Окончание

Зона	Землетрясения	$M_{max}^R$
Д	Землетрясения к северу от Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 75 г., $M = 6,5$ ; 601–602 гг., $M = 6,0$ ; 1111 г., $M = 6,3$ ; <b>1220.05.20, <math>M = 7,6</math></b> ; 1275.04.14, $M = 6,9$ ; 1281 г., $M = 7,4$ ; 1355–1363 гг., $M = 6,0$ ; 1646/1648.4/3.7/2, $M = 7,1$ ; 1685.11.22, $M = 6,7$ ; 1701.03.07, $M = 6,1$ ; 1703.03.15, $M = 5,7$ ; 1708 г., $M = 6,0$ ; 1715.03.08, $M = 6,6$ ; 1881.05.30, $M = 6,8$ ; 1881.06.07, $M = 6,3$ ; 1903.04.28, $M = 7,0$ ; 1903.08.06, $M = 5,8$ ; 1934.12.15, $M = 5,8$ ; 1936.03.24, $M = 6,0$ ; 1945.09.01, $M = 5,8$	7,6
Д	Землетрясения к северу от Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: 1246 г., $M = 6,0$ ; 1441 г., $M = 5,7$ ; 1669.01.04, $M = 6,0$ ; 1682.05.19, $M = 6,0$ ; 1696.06.10, $M = 6,5$ ; <b>1704.01.27, <math>M = 6,7</math></b> ; <b>1857.04.09, <math>M = 6,7</math></b> ; 1907.03.29, $M = 5,3$ ; 1914.03.07, $M = 6,1$ ; 1972.07.16, $M = 5,0$ ; 2000.11.15, $M = 5,6$	6,7
Д	Землетрясения в зоне Битлисского надвига с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: <b>1866.06.20, <math>M = 6,8</math></b> ; 1931.05.06, $M = 5,0$ ; 1934.11.12, $M = 5,9$ ; <b>1975.09.06, <math>M = 6,8</math></b> ; $M = 5,1$ ; $M = 5,1$ ; 1977.03.25, $M = 5,2$ ; 1980.07.11, $M = 5,0$ ; 1992.05.07, $M = 5,0$	6,8
Д	Землетрясения к северу от EAFZ и Таврских надвигов с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: <b>1104.03.12, <math>M = 7,2</math></b> ; 1759.01.12, $M = 6,5$ ; <b>1789.05.29, <math>M = 7,0</math></b> ; 1905.12.04, $M = 5,6$ ; 1909.02.16, $M = 5,7$ ; 1940.12.20, $M = 5,9$ ; 1971.05.22, $M = 6,8$	7,2
Д	Землетрясения в Левантинской впадине Средиземного моря с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: <b>1616.07.22, <math>M = 6,9</math></b> ; 1900.01.05, $M = 6,0$ ; 1940.07.24, $M = 5,7$	6,9
Д	Землетрясения в Левантинской впадине и Израиле с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: <b>303–304 гг., <math>M = 7,1</math></b> ; 315 г. $M = 6,1$ ; 1047–1054 гг., $M = 6,8$ ; <b>1068.3/4, 18/20, <math>M = 7,0</math></b> ; 1302.08.09, $M = 6,5$ ; 1993.03.22, $M = 5,4$	7,1
Д	Алеппо и западная часть Алеппского блока (часть землетрясений могла произойти в соседних активных зонах): 531–535 гг., $M = 6,5$ ; 634 г., $M = 6,3$ ; 715–716 гг., $M = 6,0$ ; 1046–1047 гг., $M = 6,0$ ; 1109 г., $M = 6,1$ ; <b>1138.10.11–26, <math>M = 6,8</math></b> ; 1140–1141 гг., $M = 6,1$ ; 1222 г., $M = 5,9$ ; <b>1344.01.02, <math>M = 6,9</math></b> ; 1403.12.18, $M = 5,7$ ; 1759.02.17, $M = 6,6$ ; 1779.06.08, $M = 5,7$ ; 1831.02.22, $M = 5,7$ ; 1884.06.06, $M = 5,7$ ; 1953.03.24, $M = 5,2$	6,9
Д	Впадина Адана и её северное обрамление с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: 1714 г., $M = 5,8$ ; <b>1717.06.07, <math>M = 6,1</math></b> ; <b>1835.08.23, <math>M = 6,1</math></b> ; 1908.02.02, $M = 5,3$ ; 1924.09.10, $M = 5,9$ ; 1926.03.17, $M = 5,5$ ; 1932.12.26, $M = 5,2$	6,1
Д	Месопотамский прогиб с эпицентрами на расстояниях > 150 км от границ Сирии: <b>1058.12.08, <math>M = 7,2</math></b> ; 1919.05.12, $M = 5,7$ ; 1972.06.08, $M = 5,8$	7,2
Д	Месопотамский прогиб с эпицентрами на расстояниях 100–150 км от границ Сирии: <b>1944.07.17, <math>M = 5,9</math></b>	5,9
Д	Единичные землетрясения в Сирии и около её границ. Ливанское побережье: 2008.02.15, $M = 5,1$ . Возможные взрывы в провинции Рутба: 1994.11.20, $M = 5,1$ ; 1994.12.18, $M = 5,0$	5,1

Примечание. В табл. 19 и 20: F — активный разлом, S — активный сдвиг, P — возможно активный разлом, PS — возможно активный сдвиг; Д — домены. Сильнейшие землетрясения в каждой зоне выделены жирным шрифтом. Данные в скобках относятся к землетрясениям с эпицентрами вблизи сейсмолинеамента, но не непосредственно в его зоне. Косые линии разделяют оценки «или/или» месяца и дня сейсмического события.  $M_{max}^R$  — максимальная магнитуда землетрясения, зарегистрированного в зоне сейсмолинеамента или домене.

увеличения, так и уменьшения среднестатистических оценок. При оценке  $M_{max}$  сейсмогенерирующих зон Сирии принимались положительные отклонения для разломов с большими скоростями перемещений ( $V \geq 1$  мм/год), среднестатистические значения для разломов с мень-

шими скоростями ( $V < 1$  мм/год) и отрицательные отклонения для возможно активных разломов. При наличии конкретных данных о повторяемости землетрясений в отдельных зонах эти данные также принимались в расчёт при оценке сейсмической опасности.

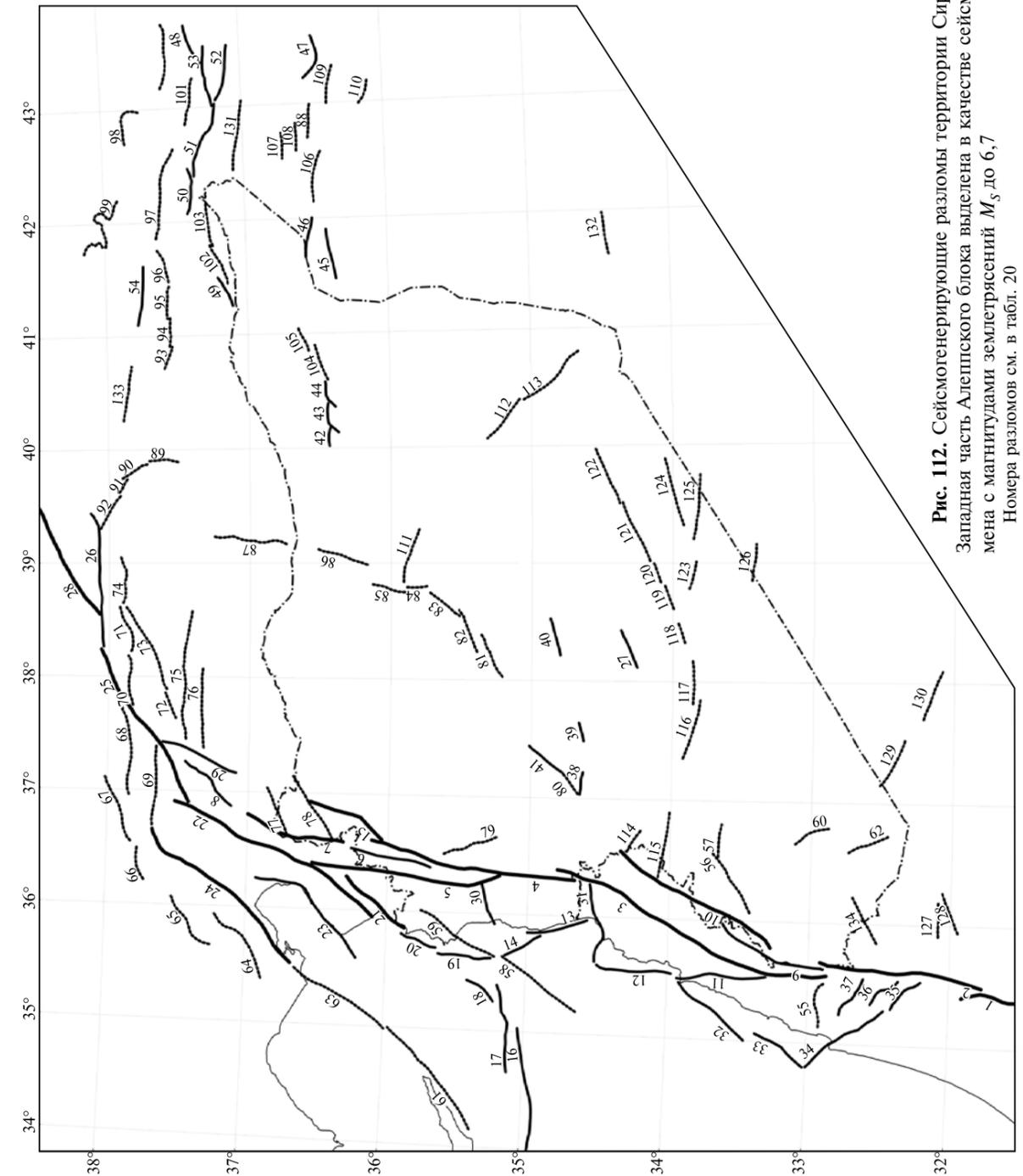


Рис. 112. Сейсмогенерирующие разломы территории Сирии и её обрамления. Западная часть Алеппского блока выделена в качестве сейсмогенерирующего домена с магнитудами землетрясений  $M_3$  до 6,7. Номера разломов см. в табл. 20

Таблица 20. Сейсмогенерирующие разломы в Сирии и в пределах 100 км вокруг её границ

Зона	Название	Тип смещений	Длина, км	$M_m$ расчётная	$M_S^{\max}$ зарегистрированная	Дата сильнейшего землетрясения	$M_{S_{\max}}^{\text{exp}}$
FS1	DST, Западный Мёртвого моря	$S \gg N$	100	7,69 (7,47)	$M = 6,9$	363.05.18–19	7,6
FS2	DST, Иорданский	$S \gg N$	130	7,83 (7,65)	$M = 7,2$	747.01.18	7,6
FS3	DST, Яммуне	$S \gg R$	230	8,12 (8,03)	$M = 7,6$	1202.05.20	7,9
FS4	DST, Восточный Эль-Габа	$S \gg N$	170	7,97 (7,82)	$M = 7,7$	1170.06.29	7,8
FS5	DST, Западный Эль-Габа	$S \gg N$	150	7,90 (7,74)	$M = 7,7$	458.09.14	7,8
FS6	DST, Северный Эль-Габа	$S \gg N$	60	7,15 (7,0)	$M = 7,2$	1872.04.03	7,2
FS7	DST, Карасу	$S \gg N$	80	7,57 (7,37)	$M = 6,8$	1002–1003 гг.	7,4
F8	DST, Северный Карасу	$S > N$	55	7,10 (6,97)	$M = 5,3$	1971.06.29	7,0
F9	Рашайя	$S > R$	90	7,35 (7,29)	$M = 7,3$	759 г. до н.э. 10.11	7,3
FS10	Серхайя	$S \gg R$	140	7,87 (7,70)	$M = 7,4$	1759.11.25	7,7
F11	Роум	$S > R$	75	7,26 (7,17)	$M = 6,8$	199–198 гг. до н.э.	7,2
F12	Северный береговой Ливана	$R(S)$	60	7,14 (7,03)	$M = 7,2$	551.07.09	7,2
F13	Тартусский	$SR$	50	7,05 (6,91)			7,0
FS14	Финикийский	$(S)$	30	6,81 (6,53)			6,8
FS15	Св. Симеона	$S \gg R$	70	7,51 (7,23)	$M = 7,5$	528.11.29	7,5
F16	Хребта Ларнака-1	$R$	90	7,38 (7,40)	$M = 7,0$	92 г. до н.э.	7,4
F17	Хребта Ларнака-2	$R$	70	7,25 (7,24)	$M = 6,8$	1752.07.21	7,2
FS18	Хребта Ларнака-3	$(S)$	25	6,73 (6,40)			6,7
F19	Латакийский береговой-1	$(RS)$	40	6,94 (6,77)	$M = 6,0$	1568.10.10	6,9
F20	Латакийский береговой-2	$(RS)$	30	6,79 (6,58)			6,8
FS21	EAFZ, Хатай	$S \gg R$	65	7,47 (7,18)	$M = 7,3$	1369 г. до н.э.	7,4
FS22	EAFZ, Аманос	$S \gg R$	180	8,0 (7,86)	$M = 7,5$	526.05.20–29	7,9
F23	EAFZ, Искандерун	$SN$	115	7,47 (7,45)	$M = 7,4$	88 г. до н.э.	7,5
FS24	EAFZ, Якапинар-Гёксун	$S \gg R$	150	7,90 (7,74)	$M = 7,7$	1114.11	7,8
FS25	EAFZ, Нарли	$S \gg R$	140	7,87 (7,70)	$M = 7,1$	1893.03.12/31	7,8
F26	EAFZ, Атагюрк	$R(S)$	105	7,42 (7,35)	$M = 7,7$	678 г.	7,7
F27	Пальмирский	$R$	30	6,8 (6,69)	$M = 7,0$	233–242 гг.	6,9
FS28	EAFZ, Хазар	$S \gg R$	140	7,87 (7,70)	$M = 7,5$	499–500 гг.	7,8
F29	EAFZ-DST, Восточный Карасу	$S > R$	65	7,18 (7,08)	$M = 5,0$	1986.08.03	7,1
F30	Эйн Кита	$N$	35	6,90 (6,72)	$M = 6,2$	2500 г. до н.э.	6,8
F31	Триполи	$R$	65	7,21 (7,19)	$M = 6,8$	1339.1/2	7,2
F32	Центральный береговой Ливана	$R$	70	7,25 (7,24)	$M = 7,5$	525 г. до н.э.	7,4
F33	Южный береговой Ливана	$R$	50	7,07 (7,02)	$M = 7,4$	1137.10/11.19/16	7,3
F34	Хайфа	$SN$	75	7,26 (7,17)	$M = 7,2$	502.08.22	7,2
F35	Южный Йизреель	$N$	35	6,90 (6,72)			6,8
F36	Центральный Йизреель	$N$	30	6,81 (6,61)			6,7
F37	Северный Йизреель	$N$	35	6,90 (6,72)			6,8
F38	Западный Джхар	$RD$	20	6,59 (6,32)			6,5

Таблица 20. Продолжение

Зона	Название	Тип смещений	Длина, км	$M_m$ расчётная	$M_S^{\max}$ зарегистрированная	Дата сильнейшего землетрясения	$M_{S_{\max}}^{\text{exp}}$
F39	Центральный Джхар	$RD$	15	6,44 (6,13)			6,4
F40	Восточный Джхар	$RD$	25	6,70 (6,46)	$M = 6,9$	1042.08.21/24	6,8
F41	Бутма-Кастал	$RS$	30	6,79 (6,58)			6,7
F42	Западный Абдель Азиз	$R$	15	6,43 (6,24)			6,4
F43	Центральный Абдель Азиз	$RS$	30	6,79 (6,58)			6,7
F44	Восточный Абдель Азиз	$RS$	20	6,59 (6,32)			6,5
F45		$R$	40	6,95 (6,88)			6,9
F46		$R$	30	6,80 (6,69)	$M = 6,7$	1693 г.	6,8
F47		$R$	40	6,95 (6,88)	$M = 7,0$	749.01.25	7,0
FS48		$(S)$	35	6,89 (6,63)	$M = 6,9$	1503 г.	6,9
F49		$R$	25	6,71 (6,57)			6,7
F50		$R$	40	6,95 (6,88)			6,9
F51		$R$	60	7,17 (7,14)			7,1
F52		$R$	45	7,02 (6,95)			7,0
F53		$RS$	48	7,03 (6,89)			7,0
F54		$R$	55	7,12 (7,08)			7,1
P55		$(R)$	35	6,42 (6,54)			6,5
P56	Дамасский	$R(S)$	55	6,88 (6,46)	$M = 7,4$	860.01	7,3
PS57		$D$	25	6,48 (6,28)			6,4
P58	Латакийского хребта	$(RS)$	78	7,03 (6,64)	$M = 7,4$	148–138 гг. до н.э. 2.21	7,3
P59	Латакийский	$R(S)$	75	7,02 (6,63)	$M = 7,4$	1408.12.29	7,3
P60	Шахба	$NE$	30	6,09 (6,12)	$M = 6,8$	1290–1292 гг.	6,7
P61	Кирения	$R(S)$	76	7,03 (6,63)	$M = 7,5$	115.12.13	7,4
P62	Суэйда	$NE$	33	6,13 (6,18)	$M = 6,7$	1182 г.	6,7
P63	Хребта Кирения	$(SR)$	90	7,11 (6,72)	$M = 5,5$	1921.10.05	7,0
P64		$(SR)$	70	6,99 (6,59)	$M = 7,4$	293.03.06	7,3
P65		$R$	50	6,58 (6,76)	$M = 6,9$	587–588.9/10.30/31	6,9
P66		$R$	25	6,26 (6,34)			6,3
P67		$R$	55	6,62 (6,82)	$M = 5,5$	1901.01.10	6,7
P68		$R$	75	6,77 (7,01)			6,9
P69		$R$	70	6,74 (6,96)	$M = 5,4$	1908.10.30	6,9
P70		$R$	45	6,53 (6,69)			6,6
P71		$R$	35	6,42 (6,54)			6,5
P72		$R$	20	6,16 (6,20)			6,2
P73		$R$	75	6,77 (7,01)			6,9
P74		$R$	35	6,42 (6,54)			6,5
P75		$R$	100	6,9 (7,18)	$M = 7,4$	1114.11	7,4
P76		$R$	65	6,70 (6,92)			6,8
P77		$(RS)$	40	6,73 (6,29)			6,6
P78	Аафрин	$R(S)$	60	6,66 (6,87)	$M = 7,3$	1626.01.21	7,3
P79	Хама	$N$	57	6,38 (6,50)	$M = 7,4$	1157.08.12	7,4

Таблица 20. Продолжение

Зона	Название	Тип смещений	Длина, км	$M_m$ расчётная	$M_S^{\max}$ зарегистрированная	Дата сильнейшего землетрясения	$M_{S_{\max}}^{\text{exp}}$
P80		(RS)	20	5,90 (5,88)			5,9
P81		(R)	42	6,51 (6,65)			6,6
P82	Расафе-1	(RS)	35	6,66 (6,22)			6,5
P83	Расафе-2	(RS)	32	6,62 (6,17)	$M = 6,1$	800–802 гг.	6,5
P84	Расафе-3	N	20	5,90 (5,88)			5,9
P85	Эль Фаид	N	35	6,16 (6,21)			6,2
P86	Балих	N	35	6,16 (6,21)			6,2
P87		N	57	6,38 (6,5)	$M = 6,4$	742 г.	6,4
P88		(R)	30	6,35 (6,45)	$M = 6,9$	1781 г.	6,9
P89		EN	20	5,90 (5,88)			5,9
P90		NE	27	6,04 (6,06)			6,0
P91		R	15	6,03 (6,03)			6,0
P92		R	30	6,35 (6,45)			6,4
P93		R	17	6,08 (6,10)			6,1
P94		R	23	6,22 (6,29)			6,2
P95		R	26	6,28 (6,36)			6,3
P96		R	27	6,30 (6,38)			6,3
P97		R	75	6,77 (7,01)	$M = 6,9$	1884.02.10	6,9
P98	Битлисский надвиг-2	R	~50	6,58 (6,76)	$M = 6,7$	1871.03.17	6,7
P99	Битлисский надвиг-1	R	~50	6,58 (6,76)	$M = 5,5$	1960.02.21	6,7
P100	Битлисский надвиг-3	R	50	6,58 (6,76)	$M = 5,9$	2005.01.25	6,7
P101		R	37	6,44 (6,58)			6,5
P102		R	35	6,42 (6,54)			6,5
P103		R	42	6,51 (6,65)			6,5
P104	Хасаке-1	SR	28	6,56 (6,10)			6,4
P105	Хасаке-2	SR	19	6,37 (5,89)			6,3
P106		R	38	6,45 (6,59)			6,5
P107		R	20	6,16 (6,20)			6,2
P108		R	20	6,16 (6,20)			6,2
P109		R	30	6,35 (6,45)	$M = 6,6$	986.11	6,6
P110		R	20	6,16 (6,20)			6,2
P111	Евфратский-1	N	43	6,25 (6,33)	$M = 6,6$	1149 г.	6,6
P112	Евфратский-2	N	40	6,22 (6,29)			6,2
P113	Евфратский-3	N	44	6,26 (6,35)	$M = 6,0$	160.10	6,3
PS114		D	20	6,38 (6,14)			6,3
PS115	Олаб-1	D	54	6,83 (6,76)			6,8
PS116	Олаб-2	D	46	6,76 (6,66)			6,7
PS117	Олаб-3	D	34	6,62 (6,48)			6,5
PS118	Олаб-4	D	15	6,25 (5,96)			6,2
PS119	Олаб-5	D	20	6,38 (6,14)			6,3
PS120	Олаб-6	D	18	6,34 (6,08)			6,2
PS121	Олаб-7	D	51	6,81 (6,73)			6,8
PS122	Олаб-8	D	53	6,82 (6,75)			6,8

Таблица 20. Окончание

Зона	Название	Тип смещений	Длина, км	$M_m$ расчётная	$M_S^{\max}$ зарегистрированная	Дата сильнейшего землетрясения	$M_{S_{\max}}^{\text{exp}}$
PS123		D	20	6,38 (6,14)			6,3
PS124	Акфан	D	54	6,83 (6,76)			6,8
PS125		D	52	6,81 (6,74)			6,8
PS126		D	31	6,58 (6,42)			6,5
P127		N	26	6,02 (6,03)			6,0
P128		NS	40	6,73 (6,29)			6,5
P129		(N)	42	6,24 (6,32)			6,2
P130		(N)	40	6,22 (6,29)			6,2
P131		(R)	50	6,58 (6,76)	$M = 6,9$	1666.09.22	6,9
P132		(N)	33	6,56 (6,40)	$M = 5,7$	1918.04.25	6,5
P133		(R)	48	6,56 (6,40)	$M = 6,3$	1934.11.27	6,5
P134		(NS)	40	6,73 (6,29)	$M = 6,5$	748 г.	6,5

Примечание. Номера разломов со средними скоростями движений  $\geq 1$  мм/год выделены жирным шрифтом. R — взброс или надвиг, N — сброс, E — разлом растяжения, S — левый сдвиг, D — правый сдвиг; предполагаемая компонента смещений указана в скобках.  $M_m$  рассчитана для разломов по формуле  $M = a + b \cdot \lg(SRL)$  и (в скобках) по формуле  $M = a + b \cdot \lg(RLD)$ , где SRL — длина разлома на поверхности (в км), RLD — длина разлома на глубине (в км), а коэффициенты a и b взяты из работы [Wells, Coppersmith, 1994].

## Глава 15 Детерминистическая оценка сейсмической опасности

При выполнении работ по сейсмическому районированию, т.е. оценке сейсмической опасности региона, обычно решается ряд задач по корреляции параметров очагов землетрясений и их выражения на земной поверхности. Они решаемы в том случае, когда мы знаем соотношения между  $M$  — магнитудой,  $I_0$  — интенсивностью и  $h$  — глубиной землетрясения:

$$I_0 = f_1(Mh). \quad (1)$$

Закон уменьшения интенсивности с увеличением расстояния от эпицентра таков:

$$I_0 - I_i = f_2(\Delta h). \quad (2)$$

Выражения (1) и (2) описывают процесс уменьшения интенсивности сотрясений на земной поверхности в зависимости от положения и энергии очага. Общее уравнение, связывающее выражения (1) и (2) и отражающее соотношение  $I_0$ ,  $I_i$ ,  $M$  и  $h$  с характеристиками среды, называется уравнением макросейсмического поля

[Шебалин, 1968]. Оно выглядит следующим образом:

$$I_0 = bM - v \lg h + c, \quad (3)$$

где  $b$ ,  $v$ ,  $c$  — коэффициенты, определяемые свойствами среды;  $I_0$  — интенсивность в эпицентре;  $M$  — магнитуда землетрясения;  $h$  — глубина его очага.

Расчёт затухания интенсивности сейсмических сотрясений с расстоянием был сделан для Сирии на основе макросейсмических эффектов сильнейших событий 1170, 1202, 1759, 1822 и 1872 гг. [Ambraseys, Melville, 1988; Ambraseys, 1989; Ambraseys, Barazangi, 1989; и данная работа] (см. рис. 104). Используя выражение (3), можно выразить первую изосейсту формулой:

$$I_0 = bM - v \lg \sqrt{\Delta_i^2 + h^2} + c, \quad (4)$$

где  $I_0$  — интенсивность сотрясений на первой изосейсте, определённых в пунктах наблюдений,  $\Delta_i$  — средний радиус первой изосейсты.

Принимая во внимание, что коэффициент  $b$  слабо зависит от особенностей строения земной коры, мы принимаем его равным 1,5. В этом случае, если  $i = 3$  и  $\Delta \gg h$ , последняя величина может не учитываться в формуле (4). В результате мы получаем уравнение:

$$1,5M - I_i = \nu \lg \Delta_i + c, \quad (5)$$

Эти данные использовались для расчёта коэффициентов  $\nu$  и  $c$ . Для выполнения расчётов мы обратились к картам изосейст. На основе этой информации было построено 18 уравнений типа (5), которые были решены методом наименьших квадратов. При исходной ординате и наклоне полученных линий графика, соответствующих выражению:

$$1,5M - I_i = f(\lg \Delta_i),$$

были получены следующие величины коэффициентов затухания:  $\nu = 3,5$  и  $c = 3,0$ .

**Таблица 21.** Величины полуосей эллипсов изосейст землетрясений Сирии и её обрамления, полученные из зависимости  $I_i = 1,5M - 3,5 \lg \Delta_i + 3,0$ , если глубины гипоцентров 10–15 км

M	I > 9 (9,5) баллов		I = 9 баллов		I = 8 баллов		I = 7 баллов		I = 6 баллов	
	Поперёк структур	Вдоль структур	Поперёк структур	Вдоль структур						
7,5	11	18	27	43	57	91	117	187	242	388
7,0	Очаг землетрясения		14	23	33	52	68	109	141	225
6,5	-	-	5	8	18	28	39	63	83	132
6,0	-	-	Очаг землетрясения		9	15	22	35	47	75
5,5	-	-	-	-	Очаг землетрясения		11	18	27	43
5,0	-	-	-	-	-	-	Очаг землетрясения		14	23

**Таблица 22.** Величины полуосей эллипсов изосейст землетрясений Сирии и её обрамления, полученные из зависимости  $I_i = 1,5M - 3,5 \lg \Delta_i + 3,0$ , если глубины гипоцентров 20–25 км

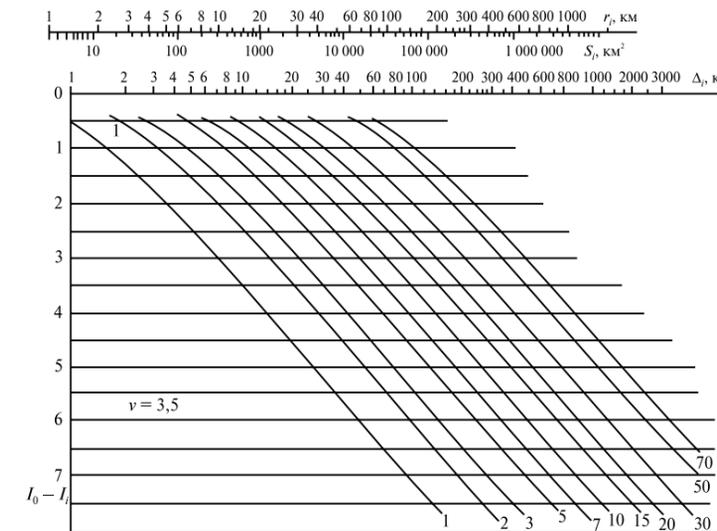
M	I > 9 (9,5) баллов		I = 9 баллов		I = 8 баллов		I = 7 баллов		I = 6 баллов	
	Поперёк структур	Вдоль структур	Поперёк структур	Вдоль структур						
8,0	12	22	52	99	119	180	185	311		
7,5	6	12	25	40	56	90	117	187	242	388
7,0	Очаг землетрясения		11	18	31	50	68	108	140	224
6,5	-	-	Очаг землетрясения		15	25	38	61	81	129
6,0	-	-	-	-	Очаг землетрясения		20	32	46	74
5,5	-	-	-	-	-	-	7	11	25	41
5,0	-	-	-	-	-	-	Очаг землетрясения		11	18

Эта эмпирическая информация была применена для расчёта затухания коэффициента  $\nu$  вдоль и поперёк геологических структур с использованием двух соседних изосейст на основе формулы Блейка–Шебалина [Шебалин, 1968]. В этом случае расчёт по формуле (5) производился для двух соседних изосейст. Расчёты показали, что величина коэффициента варьирует поперёк структур от 2,7 до 3,8, а вдоль структур от 2,7 до 3,2. Таким образом, интенсивность затухания, фиксируемая расстоянием между изосейстами, оказывается поперёк структур в среднем в 1,65 раз выше, чем вдоль них.

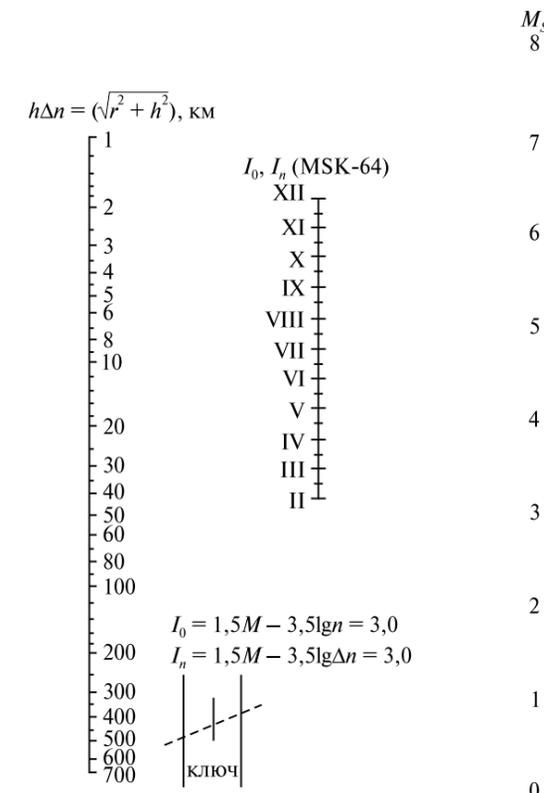
Полагая, что величины коэффициентов затухания возможных будущих землетрясений Сирии совпадут с подобными оценками случившихся землетрясений, мы применили 18 уравнений типа (5) к будущим землетрясениям Сирии и Ливана. В этих расчётах мы использовали оценки сейсмического потенциала ( $M_{\max}$ ) активных зон разломов, основанные как на их геологических параметрах (длина сегментов разломов, интенсивность и тип перемещений), так и на сильнейших исторических зем-

летрясениях (см. рис. 112; табл. 20). Относительно короткие расстояния, на которых затухала интенсивность сотрясений при событиях 1170, 1202, 1759, 1822 гг. и некоторых других сильных коровых землетрясениях в зоне DST, указывают на то, что их магнитуды были завышены предшествовавшими исследователями. Магнитуда сильнейшего землетрясения 1170 г. не превышает  $M_S = 7,7$ .

На основе полученного уравнения макросейсмического поля мы оценили средние радиусы изосейст и составили (для возможного интервала магнитуд землетрясений) модель изосейст, которая необходима, чтобы оценить изменения интенсивности сотрясений от возможных гипоцентров землетрясений к земной поверхности. Принимая во внимание глубину начальной



**Рис. 113.** Стандартная номограмма для определения локальной глубины неглубокого землетрясения по макросейсмическим данным (площадь изосейсты  $S_p$ , её средний радиус  $r_i$  или расстояние до пунктов с известной интенсивностью  $\Delta_i$ ), при коэффициенте затухания  $\nu = 3,5$  [Шебалин, 1968]



изосейсты в очаге сейсмически активной зоны, мы получили два варианта их воздействий на земную поверхность — при средних глубинах очагов 10–15 и 20–25 км (табл. 21 и 22).

Выполнив указанные операции, мы изготовили специальный шаблон с длинами осей изосейст, рассчитанными по уравнению Блейка–Шебалина (рис. 113 и 114). С помощью этого шаблона мы определили положение различных изосейст в баллах шкалы интенсивности MSK, включая исходную осевую изосейсту в очаге землетрясения с известной магнитудой. Используя исходные данные о землетрясениях (см. рис 112; табл. 20) и модель изосейст, полученную описанным детерминистическим способом, мы составили Карту оценки сейсмической опасности Сирии и Ливана. Карта демонстрирует интенсивность сейсмических воздействий возможных будущих землетрясений на разные части территории (рис. 115).

**Рис. 114.** Стандартная номограмма соотношений  $M$ ,  $h\Delta n$  и  $I$ , осреднённая для неглубоких землетрясений ( $b = 1,5$ ,  $\nu = 3,5$ ,  $c = 3$ ) [Шебалин, 1968]

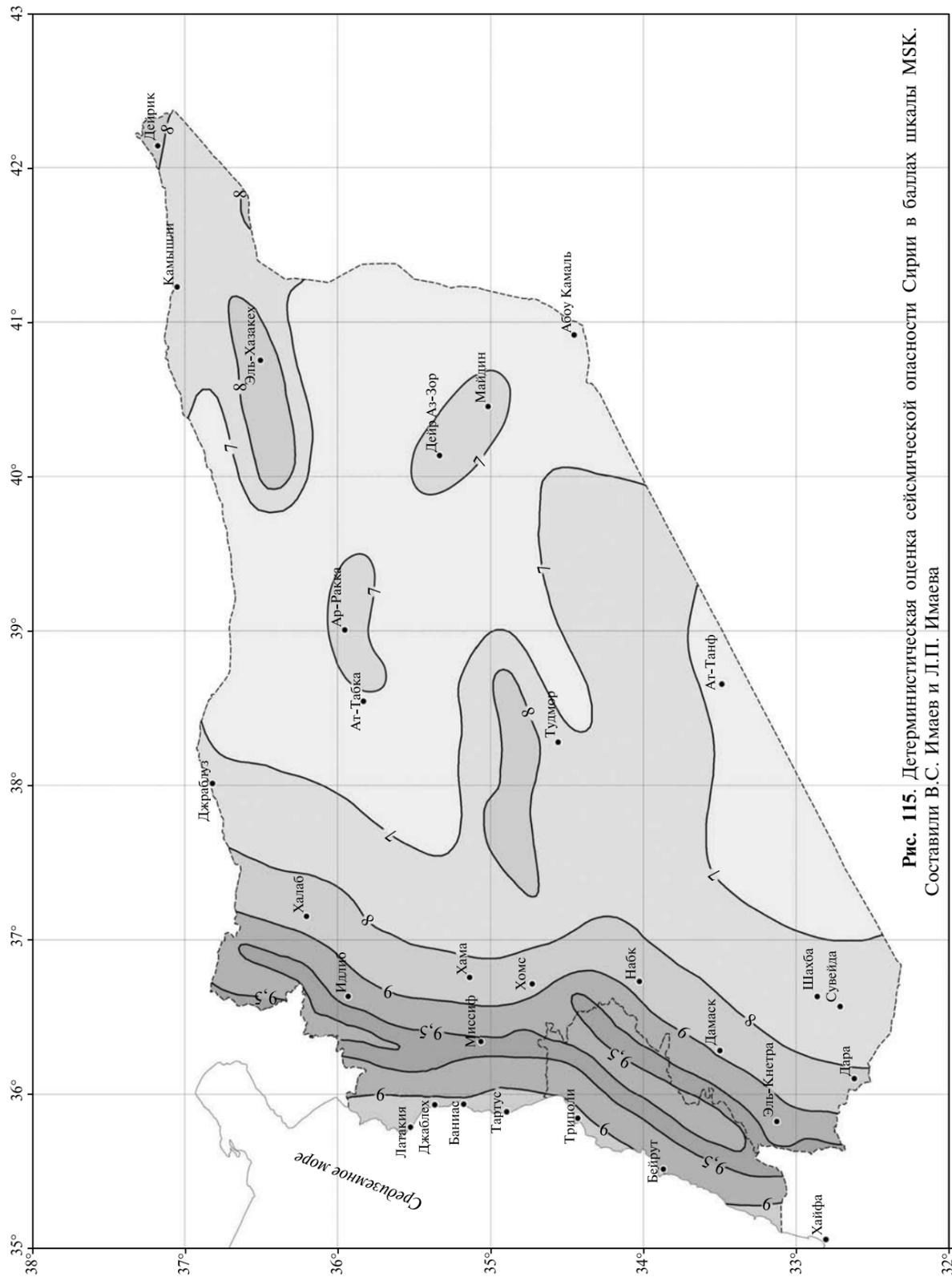


Рис. 115. Детерминистическая оценка сейсмической опасности Сирии в баллах шкалы MSK. Составили В.С. Имаев и Л.П. Имаева

## Глава 16 Вероятностная оценка сейсмической опасности

Основа вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) заложена в работе А.Корнелла [Cornell, 1968]. В современном понимании ВАСО как метод количественной оценки сейсмической опасности выполняется в тех случаях, когда имеются альтернативные варианты определяющих сейсмическую опасность параметров. В нашем случае это альтернативные модели затухания, кинематика сейсмогенных разрывов, законы распределения магнитуд. Оценка определяющих сейсмическую опасность параметров, по существу, является экспертной оценкой. Как всякой природной опасности ей внутренне присуща неопределенность, которая, в свою очередь, влияет на величину доверительного интервала при оценке сейсмической опасности. Современная технология вероятностного анализа сейсмической опасности позволяет получить количественную оценку уровня сейсмической опасности и определить влияние неопределенности накопленных знаний.

Основа вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) заложена в работе А.Корнелла [Cornell, 1968]. В современном понимании ВАСО как метод количественной оценки сейсмической опасности выполняется в тех случаях, когда имеются альтернативные варианты определяющих сейсмическую опасность параметров. В нашем случае это альтернативные модели затухания, кинематика сейсмогенных разрывов, законы распределения магнитуд. Оценка определяющих сейсмическую опасность параметров, по существу, является экспертной оценкой. Как всякой природной опасности ей внутренне присуща неопределенность, которая, в свою очередь, влияет на величину доверительного интервала при оценке сейсмической опасности. Современная технология вероятностного анализа сейсмической опасности позволяет получить количественную оценку уровня сейсмической опасности и определить влияние неопределенности накопленных знаний.

При разработке сеймотектонической модели, обосновании параметров сейсмических источников и выборе моделей затухания учитывались известные региональные особенности, значимо влияющие на диапазон возможных решений. В связи с этим важной стороной ВАСО являются идентификация и количественная оценка возникающей при этом неопределенности. Неопределенность в оценках ВАСО можно разделить на алеаторическую (aleatoric = случайный) и эпистемическую (epistemic = знание) части. В соответствии со смысловой нагрузкой названий алеаторическая изменчивость относится к природной неуничтожимой случайности, и в данном случае ее адекватно представляет стандартная ошибка  $\sigma$  в эмпирических моделях предсказания движений (регрессионные модели затухания). Эпистемическая неоп-

### 16.1. Метод логического дерева оценки сейсмической опасности для Сирии

В соответствии с классификацией [SSHAC, 1997], анализ сейсмической опасности для Си-

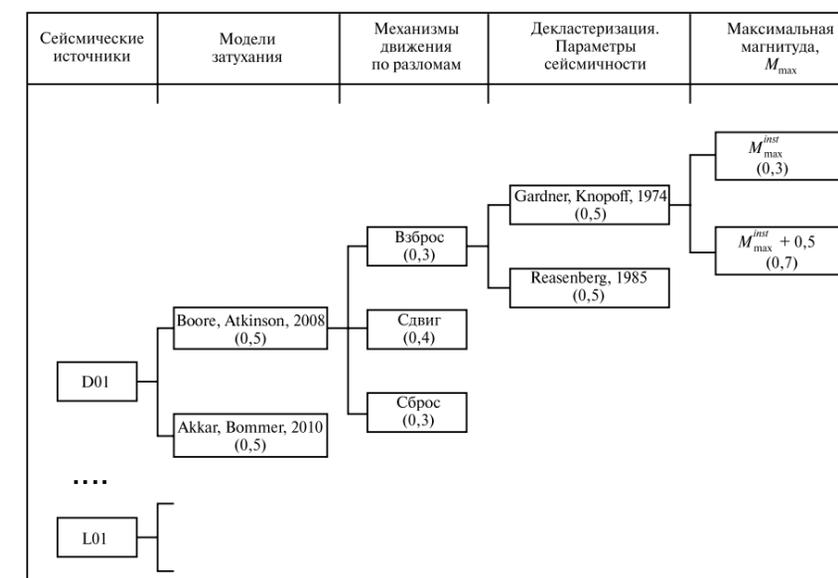


Рис. 116. Логическое «дерево» вероятностного анализа сейсмической опасности Сирии  
L01 и D01 см. на рис. 117

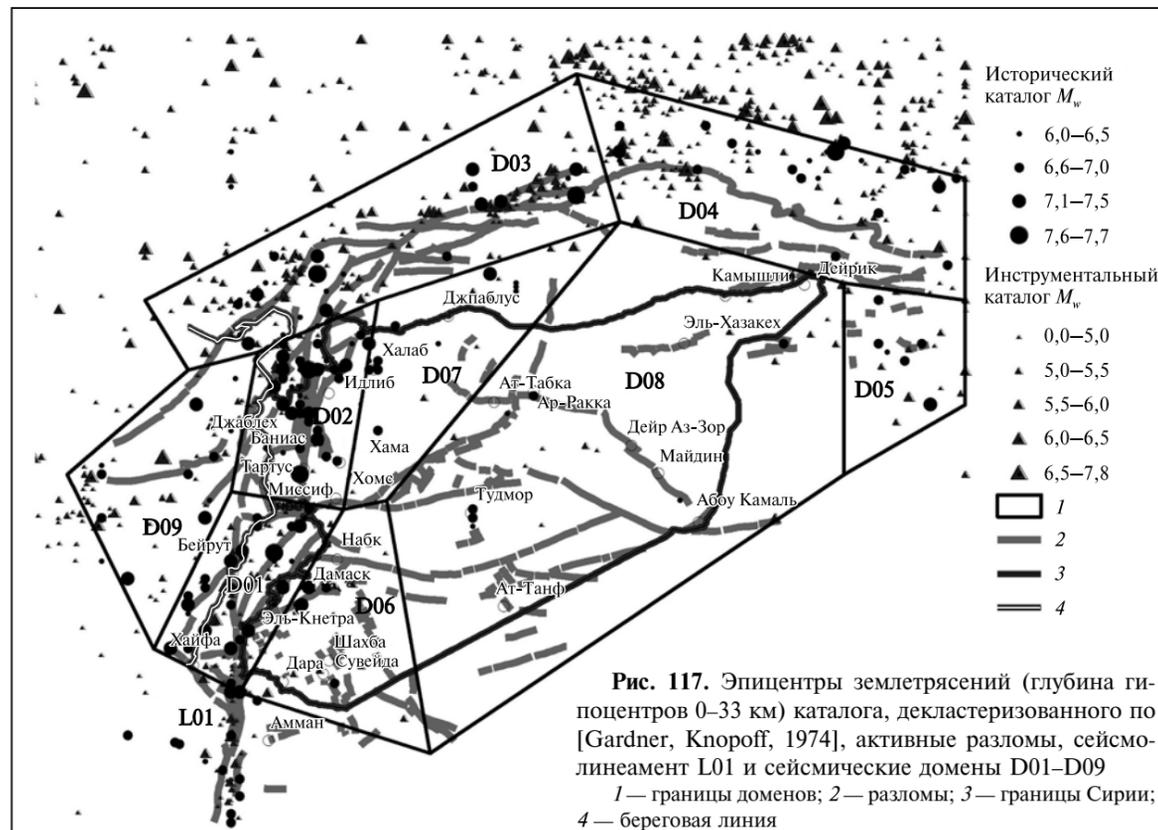
ределенность связана исключительно с недостатком знаний относительно регионального сейсмического процесса. Весьма эффективный метод для объединения полного диапазона экспертных оценок и количественной оценки эпистемической неопределенности основан на использовании логического дерева. Логическая схема «дерева» представлена на рис. 116. Определяющими в расчетах сейсмической опасности являются процедуры формирования и количественного обоснования ветвей логического дерева, включающих:

- сеймотектоническую модель исследуемого региона;
- декластеризацию каталога землетрясений;
- оценку максимальной магнитуды;
- механизмы движения по разлому;
- модели затухания энергии землетрясений с удалением от источника.

## 16.2. Сеймотектоническая модель

Основой доменно-линеamentной модели региональных сейсмических источников (рис. 117)

являются сведения из инструментального сейсмического каталога (см. рис. 90) и данные региональной сеймотектоники (см. рис. 112). В соответствии с имеющимися в нашем распоряжении исходными данными о сейсмогеологических условиях исследуемой территории, в частности, материалами карты современной геодинамики Сирии и соседних территорий (см. Приложение 2) выделены сейсмолинеament L01 и девять сеймотектонических доменов D01–D09. В L01 и доменах D01–D03 расположены эпицентры сильнейших землетрясений и крупные активные разломы: соответственно Иорданский сегмент DST в L01, сегмент Яммуне DST и разлом Серхайя в D01, сегмент Эль-Габ DST в D02, EAFZ в D03. В домене D04 находятся Битлисский шов и эпицентры сильных землетрясений его северного крыла, а в доменах D05 и D09 — эпицентры сильных землетрясений и активные разломы складчатой части Месопотамского прогиба Северного Ирака и подводного продолжения EAFZ Северо-Восточного Средиземноморья. Домены D06 и D07 охватывают подвижные платформенные блоки: D06 — часть плато Эль-Араб и Дамасскую впадину с г. Дамаском на севере и D07 — Алеппский



**Таблица 23.** Основные параметры сейсмических источников из декластеризованных каталогов коровых землетрясений с  $M_w \geq 3$  и глубиной меньше 33 км. Полное число недекластеризованных событий в зонах 1097

Название зоны	Площадь, км <sup>2</sup>	Число независимых событий	Начальная и конечная даты инструментальных наблюдений	Оценка максимальной правоподобия параметров Гуттенберга–Рихтера		Средняя глубина на гипоцентров, км	Максимальная магнитуда	
				a	b		инструментальная, $M_w$	историческая, $M_w^{h,max}$
Декластеризация каталога по [Reasenberg, 1985]. Полное число декластеризованных событий в каталоге 837								
D01	26370	56	1907–2008	4,9±0,7	1,12±0,13	10	6,3	7,6
D02	26940	18	1915–2009	2,7±0,8	0,74±0,07	19	5,8	7,7
D03	73750	143	1900–2008	2,6±0,7	0,79±0,13	19	7,2	7,7
D04	64630	127	1900–2010	4,3±0,4	0,91±0,07	23	6,9	7,6
D05	24014	12	1900–2009	4,7±1,6	0,97±0,30	27	5,6	7,2
D06	35370	16	1924–1997	3,9±0,5	0,98±0,10	14	5,8	7,2
D07	35850	9	1915–2002	2,6±0,6	0,79±0,13	17	5,7	7,4
D08	188050	18	1918–1999	4,6±0,3	1,07±0,06	28	5,9	7,0
D09	39200	41	1900–2006	3,2±0,2	0,78±0,03	15	6,6	7,5
L01	–	25	1903–2004	3,6±0,2	0,89±0,04	12	6,4	7,1
Декластеризация каталога по [Gardner, Knoroff, 1974]. Полное число декластеризованных событий в каталоге 621								
D01	26370	48	1907–2008	4,9±0,6	1,13±0,11	10	6,2	7,6
D02	26940	16	1915–2009	2,7±0,8	0,75±0,16	21	5,8	7,7
D03	73750	103	1900–2008	3,4±0,5	0,75±0,09	20	6,9	7,7
D04	64630	90	1900–2010	3,7±0,4	0,81±0,07	24	6,9	7,6
D05	24014	12	1900–2009	3,4±2,1	0,91±0,40	27	5,6	7,2
D06	35370	15	1924–1997	3,6±0,5	0,94±0,10	14	5,8	7,2
D07	35850	9	1915–2002	2,3±0,5	0,72±0,10	17	5,7	7,4
D08	188050	15	1918–1999	4,3±0,3	1,03±0,05	29	5,9	7,0
D09	39200	38	1900–2006	3,1±0,2	0,77±0,04	15	6,6	7,5
L01	–	26	1903–2004	3,0±0,12	0,79±0,02	12	6,4	7,1

блок с г. Алеппо, а домен D08 — малоподвижную и слабосейсмичную платформенную территорию. Тем самым мы несколько упростили сеймотектоническую ситуацию, представленную на Приложении 2 и рис. 112, но это упрощение мало меняет оценку сейсмической опасности для выбранного уровня детальности.

### 16.3. Декластеризация каталога

В рамках настоящей работы, магнитуда землетрясений каталога приведена к моментной магнитуде  $M_w$ , которая используется и в последующих алгоритмах расчета уровня сейсмичности. Для оценки параметров сейсмичности из каталога предварительно отобраны коровые землетрясения, глубины гипоцентров которых не превышают 33 км.

Анализ каталога землетрясений показал, что магнитуда полноты  $M_c$ , т.е. магнитуда, выше которой землетрясения в каталоге не пропущены, составляет 5,6. В соответствии с основными идеями ВАСО для расчета параметров сейсмичности необходимо выбрать статистически независимые события, т.е. из каталога следует устранить форшоковые и афтершоковые события. Эта операция неоднозначна, и её выполнение возможно двумя общепринятыми методами [Gardner, Knopoff, 1974; Reasenber, 1985]. Результаты декластеризации, полученные разными методами, включены в логическое дерево с равными весами. Параметры  $a$  и  $b$  соотношения Гуттенберга–Рихтера определялись по методу максимального правдоподобия. Результаты декластеризации и оценка параметров графи-

ка повторяемости землетрясений Гуттенберга–Рихтера приведены в табл. 23.

### 16.4. Оценка максимальной магнитуды в зонах

Важным параметром сейсмических источников является их максимальная магнитуда  $M_{max}$ , и оценка этого параметра всегда экспертная. В данной работе основой для оценки  $M_{max}$  служит исторический каталог. Для соответствующего узла логического дерева принимались два значения максимальной магнитуды:

- максимальная в зоне магнитуда землетрясения исторического каталога  $M_{max} = M_{h\ max}$ ;
- $M_{max} = M_{h\ max} + 0,5$  (добавление 0,5 магнитудной единицы является часто используемым приемом). Результаты выбора  $M_{max}$  показаны в табл. 24.

### 16.5. Механизмы движения по разлому

Январь 1995 г. знаменателен началом работы Сирийской национальной сейсмологической сети из 27 короткопериодных станций. В работе [Abdul-Wahed, Al-Tahhan, 2010] дан анализ механизмов 49 значимых землетрясений, зарегистрированных за период 1995–2003 гг. Сирийской национальной сейсмологической сетью. Информация получена в основном из источников EAFZ и DST. Из 20 событий на территории Сирии лишь для двух землетрясений

Таблица 24. Узловые параметры максимальной магнитуды, оцененные по историческому каталогу

Зона	Исторический каталог		$M_{max}$	
	Число событий	Максимальная магнитуда $M_{max}^{ист}$	Узловые оценки магнитуды	Относительный вес
EAFZ: D03	115	7,7	7,7	0,5
			8,2	0,5
DST: L01, D01, D02	74	7,7	7,7	0,5
			8,2	0,5
D04	34	7,6	7,6	0,5
			8,1	0,5
D08	6	7,0	7,0	0,5
			7,5	0,5

механизм подвижек определен как взброс и сброс, остальные 18 классифицируются как сдвиги. Тип движения крыльев разлома является дополнительным критерием энергетической оценки сильных землетрясений, используемым в алгоритме расчета сейсмической опасности SEISRISK III. Параметры движения от взбросов и надвигов могут превышать движения от сдвигов более чем на 50%.

На основе проведенного в работе [Abdul-Wahed, Al-Tahhan, 2010] анализа нами для ВАСО приняты для взбросов, сбросов и сдвигов исследуемой территории Сирии веса 0,1, 0,1 и 0,8, соответственно.

### 16.6. Модели затухания

В 2008 г. по результатам исследований в рамках проекта NGA (Next Generation Attenuation) опубликовано пять моделей затухания сильных движений, каждая из моделей разработана на подмножестве записей из общей мировой базы данных, созданных в PEER. В работе [Stafford et al., 2008] показано, что эти уравнения применимы для ряда сейсмоактивных регионов мира. В частности, было показано, что модели NGA не противоречат имеющимся записям сильных движений на Ближнем и Среднем Востоке. Из набора моделей затухания сильных движений NGA лишь одна модель [Boore, Atkinson, 2008] не требует дополнительного набора параметров, не всегда известных, таких как глубина до сейсмической границы со скоростью 1 км/с, глубина до верхней кромки разрыва и т.п.

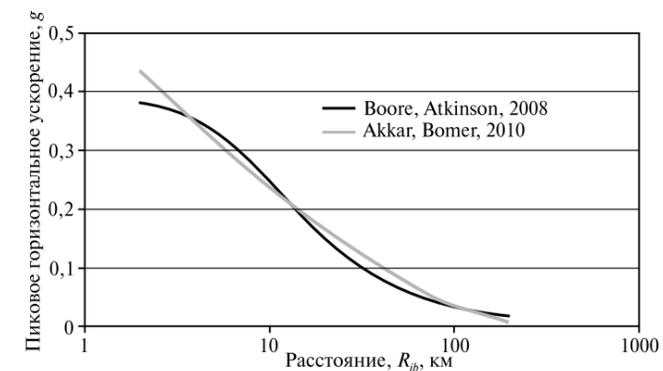


Рис. 118. Зависимость медианных значений пикового горизонтального ускорения от расстояния  $R_{jb}$  для сдвигового разрыва с  $M_w = 7$ . Пункт расположен на скальных породах

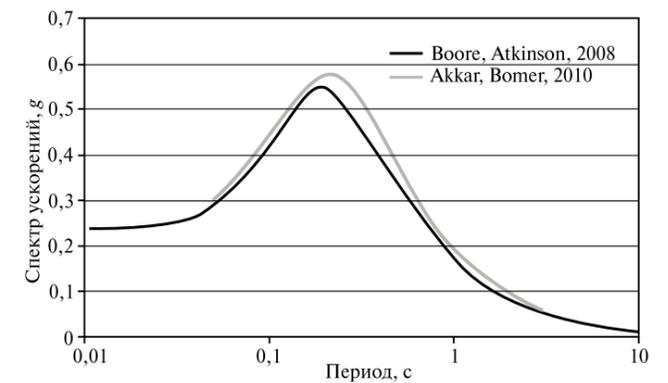


Рис. 119. Спектр реакции по ускорению среднего горизонтального движения от разрыва  $M_w = 7$  на расстоянии  $R_{jb} = 10$  км

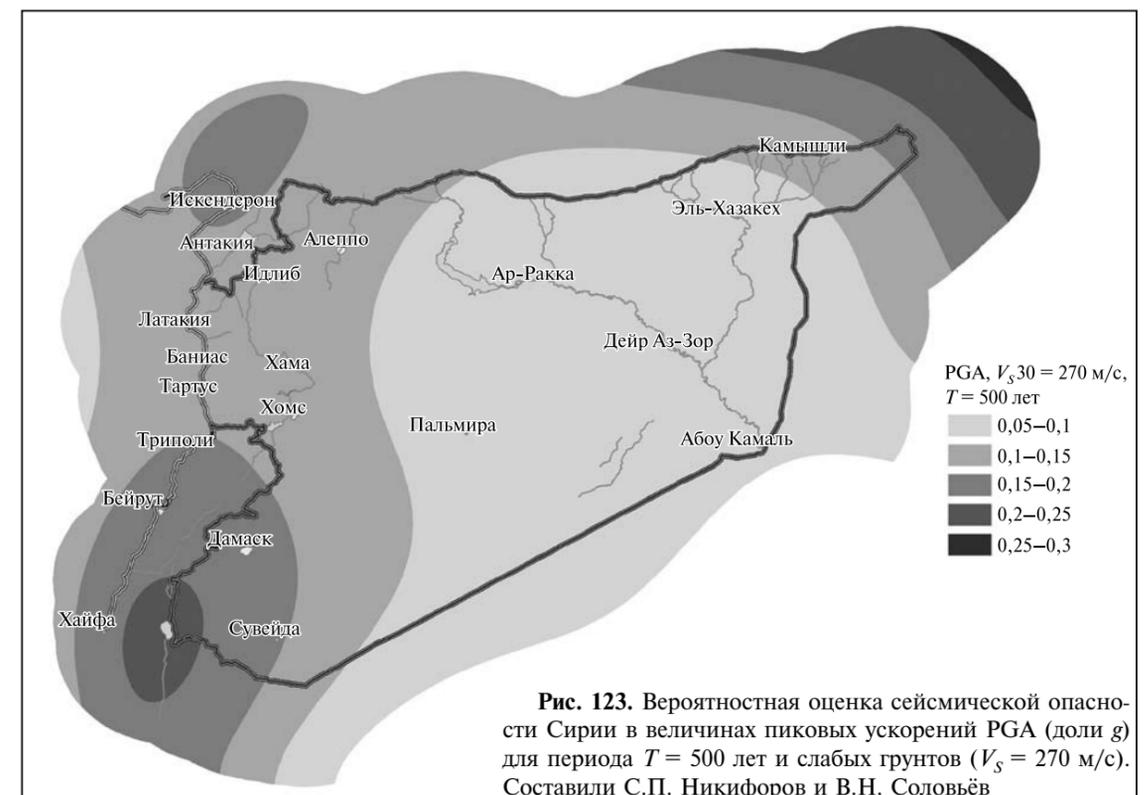
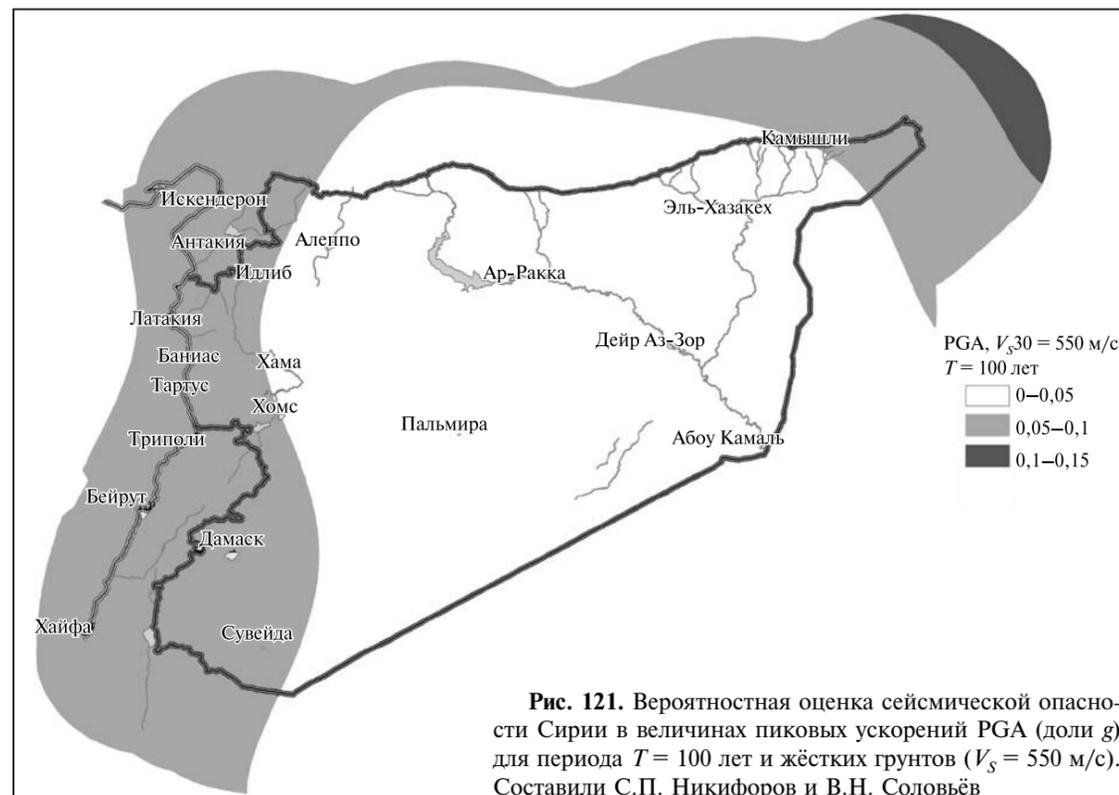
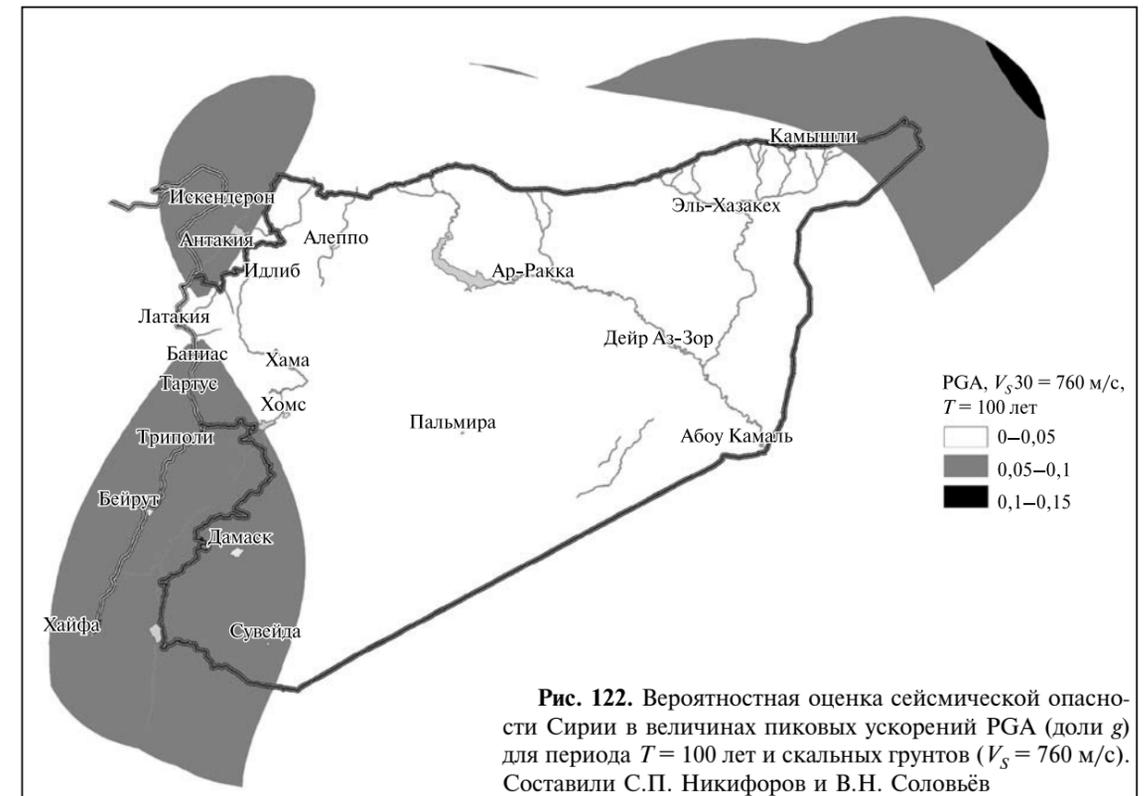
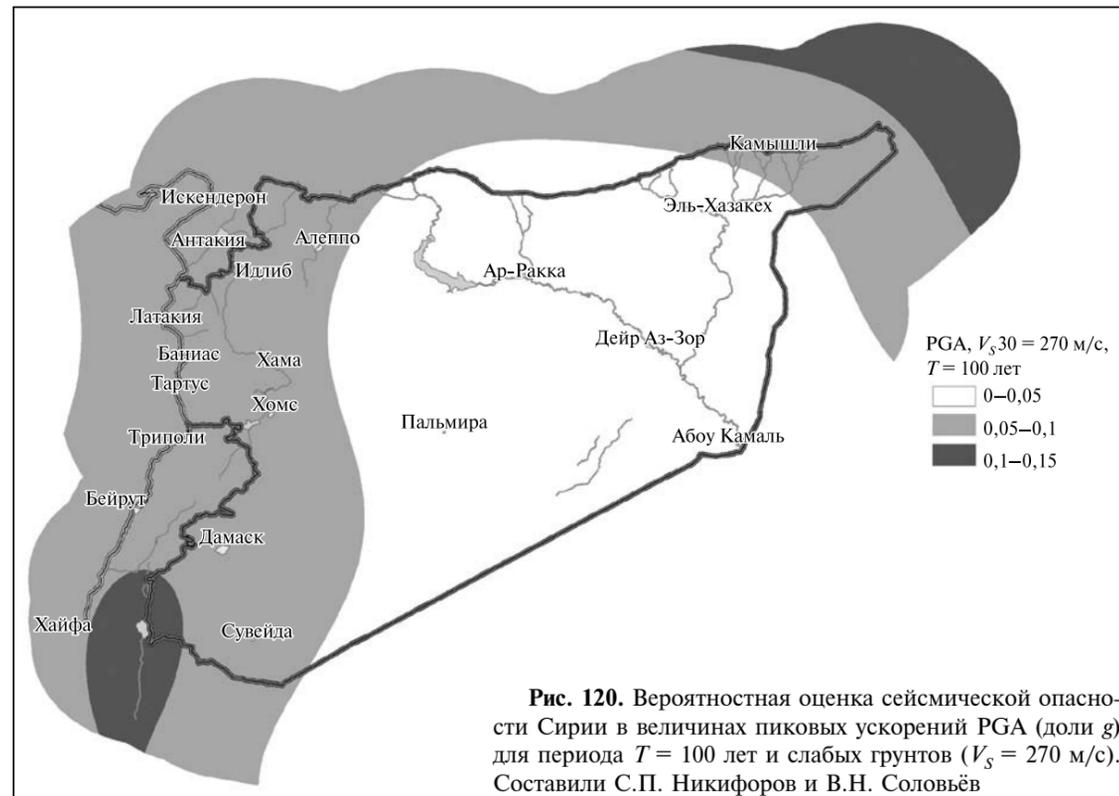
Практический интерес для оценки сейсмичности территории Сирии представляет модель затухания для Среднего и Ближнего Востока [Akkar, Bommer, 2010], разработанная на основе региональных инструментальных сейсмологических наблюдений. Существенным достоинством моделей [Akkar, Bommer, 2010] и [Boore, Atkinson, 2008] является использование в качестве метрики расстояния Джойнера–Бура — кратчайшего расстояния по поверхности от эпицентра до проекции разрыва на поверхность. Эта метрика используется в большинстве алгоритмов по вычислению сейсмической опасности.

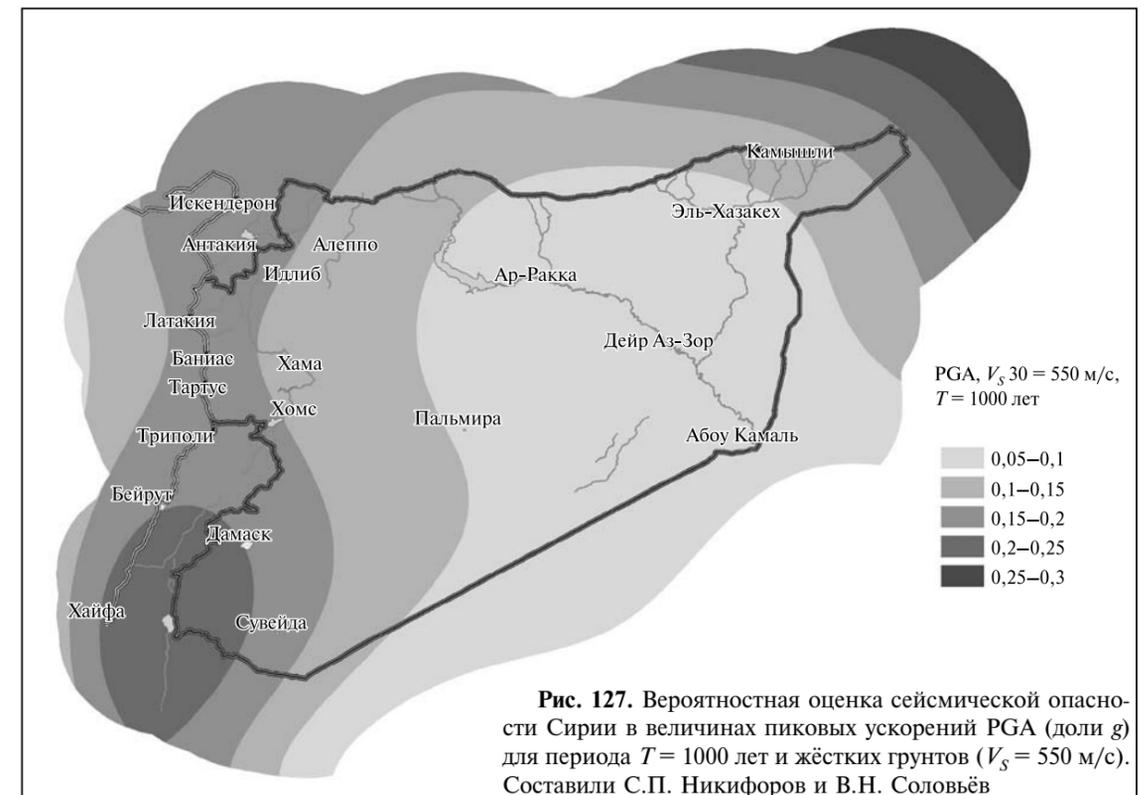
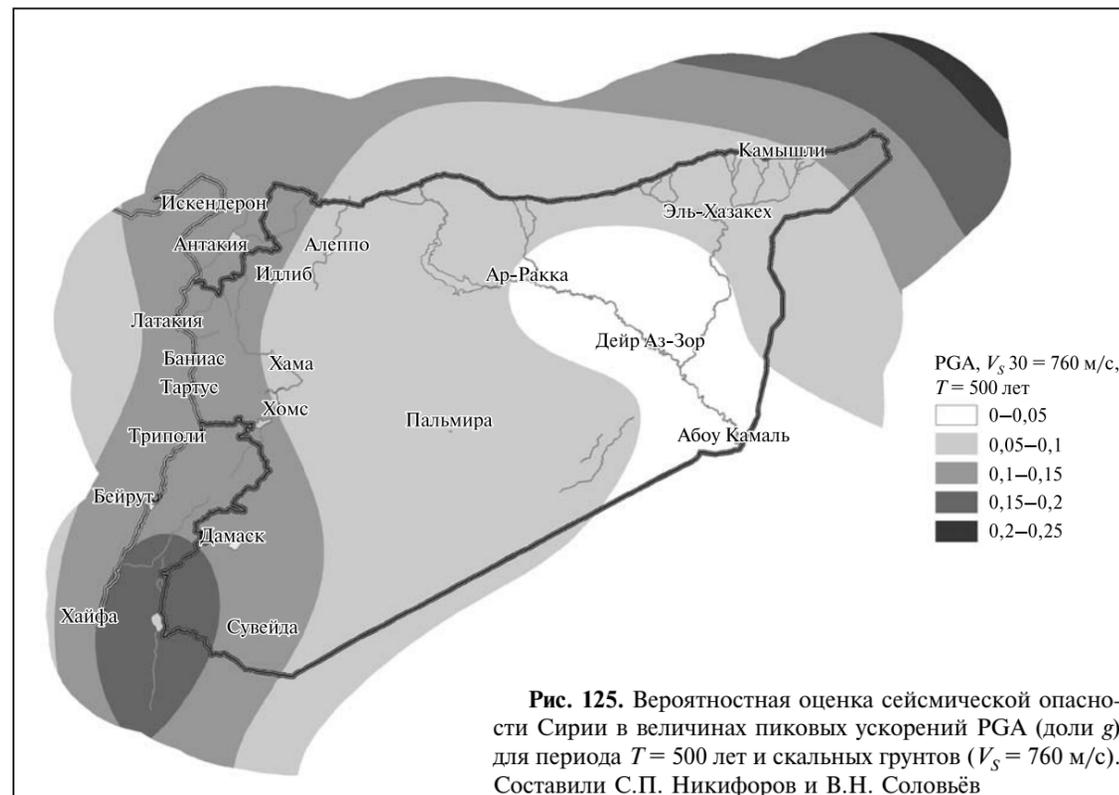
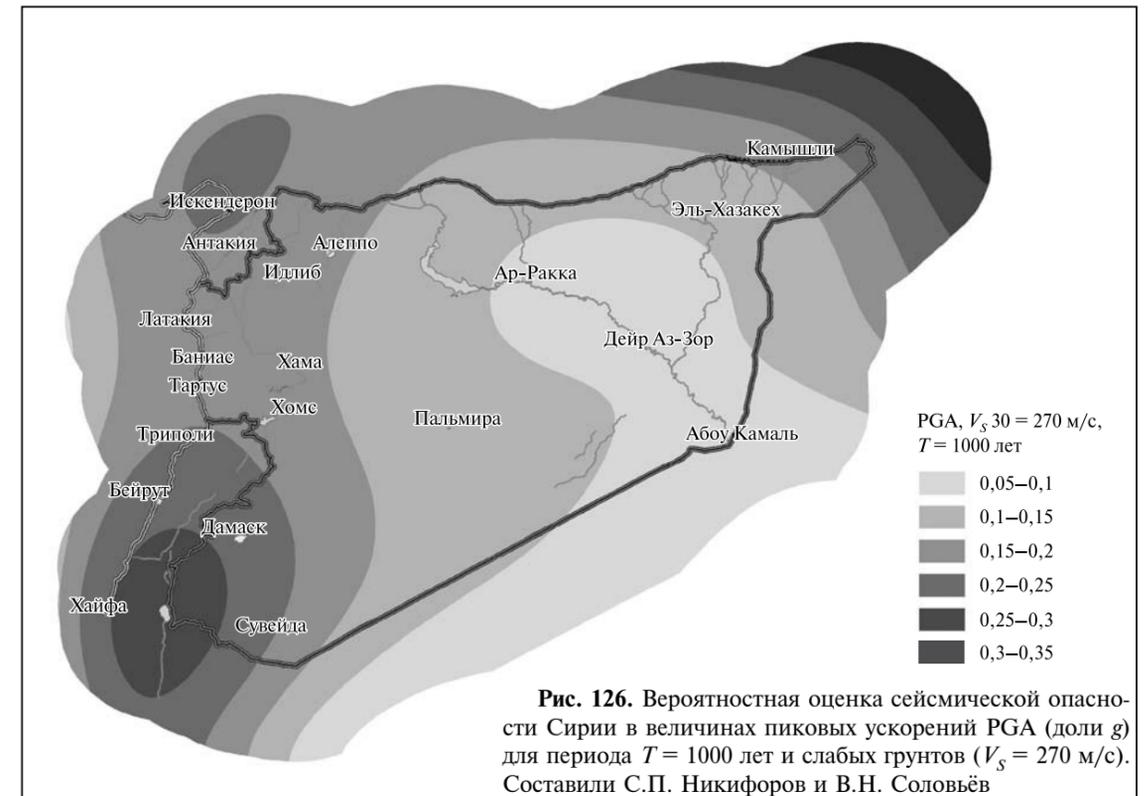
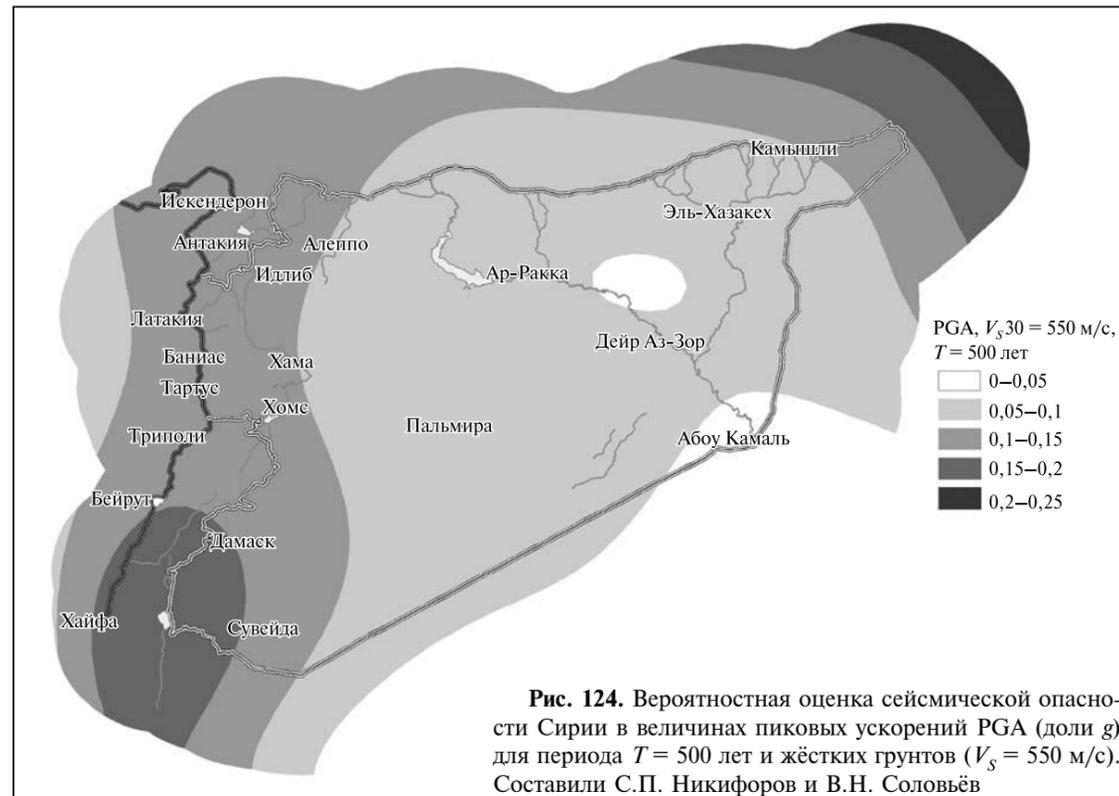
Анализ применяемых в мировой практике моделей затухания сильных движений с расстоянием показал, что наиболее приемлемыми для расчета уровня сейсмической опасности в пределах территории Сирии являются модели затухания [Akkar, Bommer, 2010] и [Boore, Atkinson, 2008].

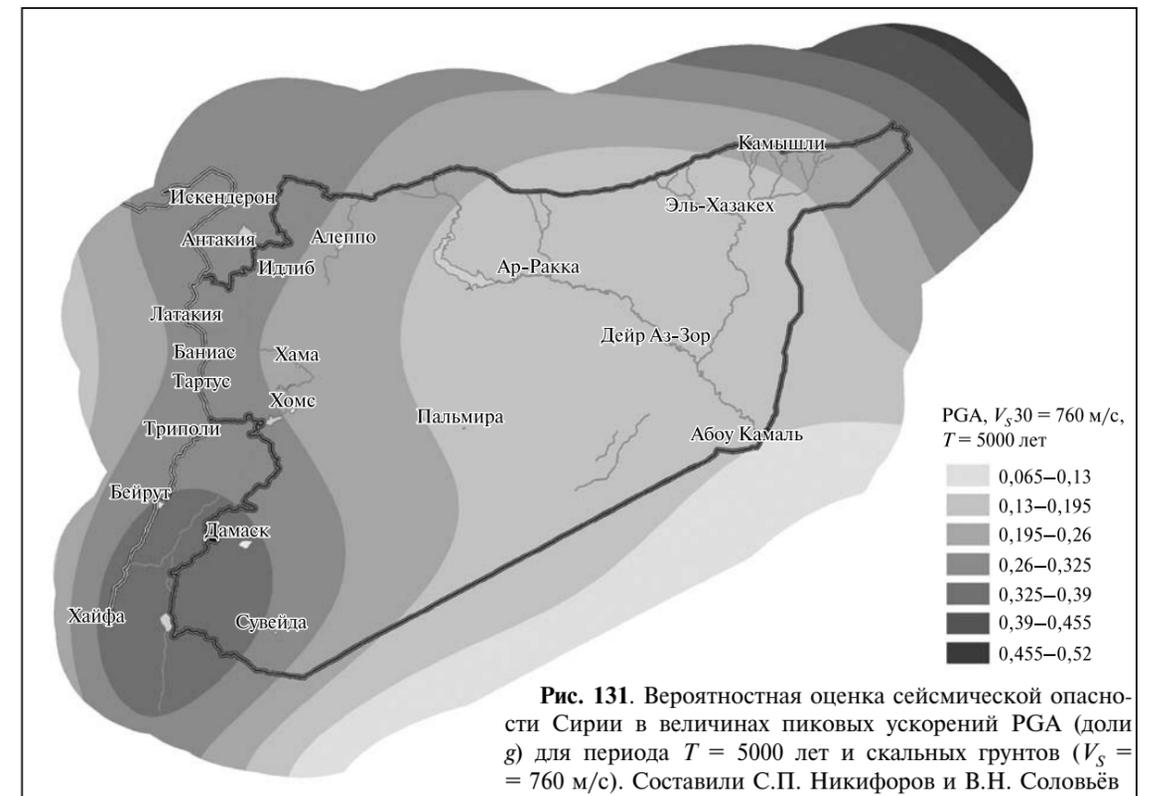
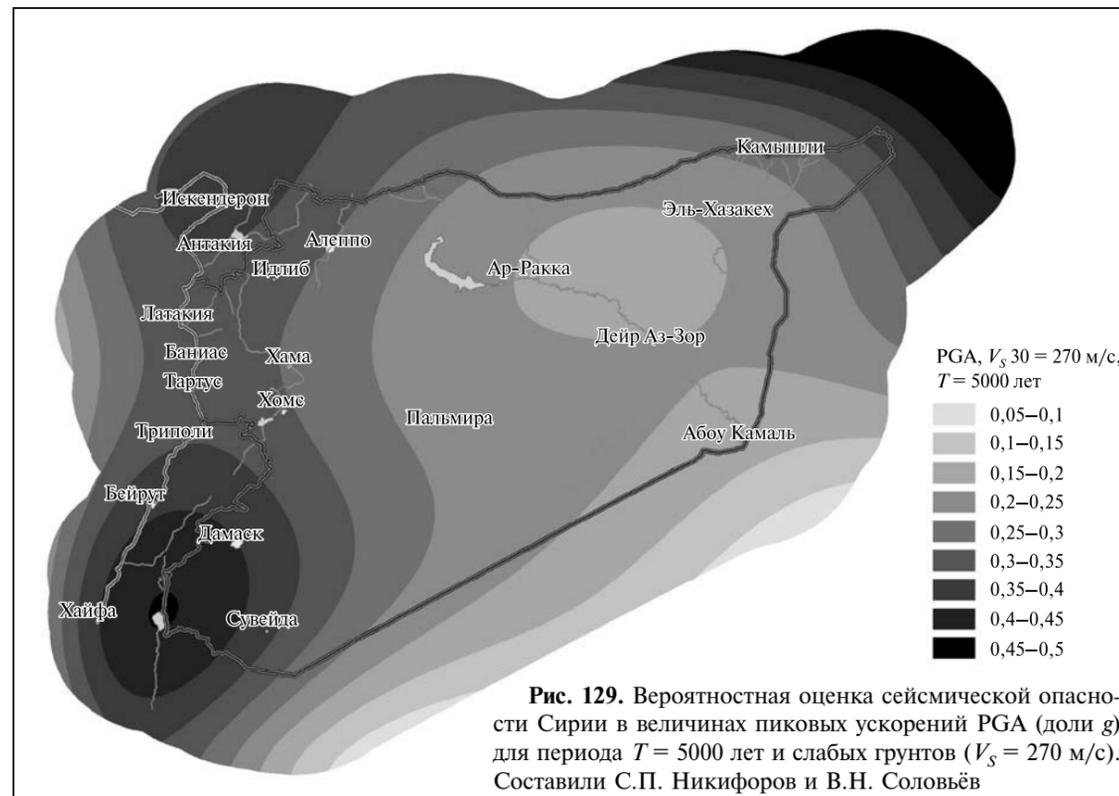
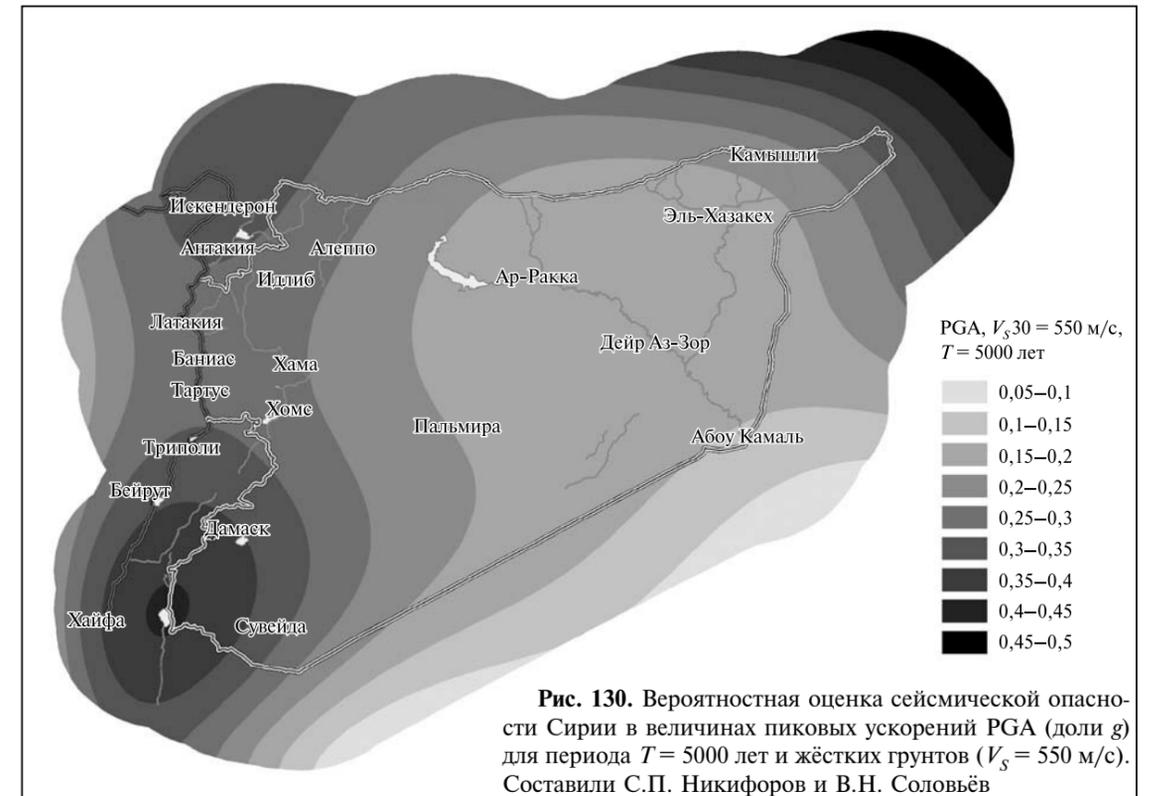
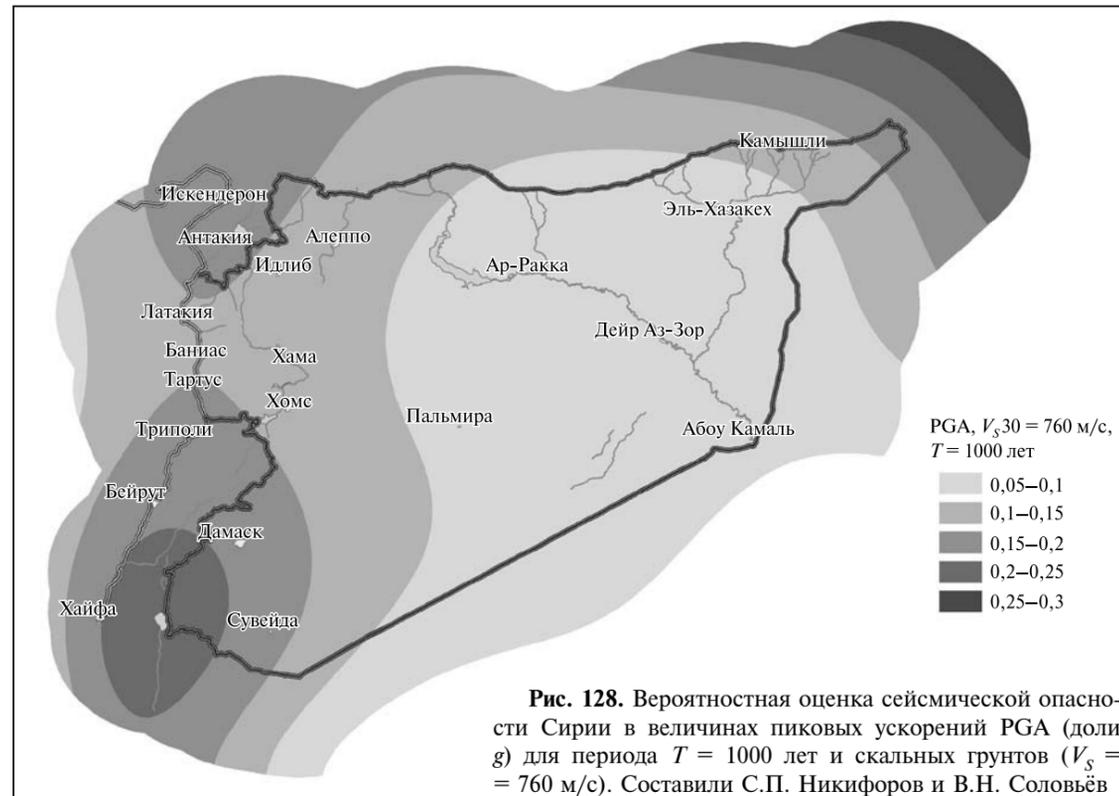
Примеры зависимости движений от расстояния, определяемые этими моделями, показаны на рис. 118, а соответствующие им спектры реакции приведены на рис. 119.

### 16.7. Технология и результаты расчета сейсмической опасности

Расчет сейсмической опасности от каждой полной ветви «дерева» выполнялся по известной программе SEISRISK III. Для упрощения расчетов использовалась модификация этой программы со случайной генерацией ветвей (это достигается трактовкой







весов как вероятностей), так чтобы при большом числе «прогонов» среднее по «прогонам» было равно среднему по ансамблю ветвей.

По результатам расчетов получены распределения средних значений PGA (пиковых ускорений) и спектральных ускорений (для  $T = 0,2$  и  $1,0$  с) для периодов повторяемости сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет. Неопределенность средних значений пиковых и спектральных ускорений оценивалась величиной коэффициента вариации:

$$COV = \frac{\mu}{\sigma},$$

где  $\mu$  — среднее значение параметра в пункте,  $\sigma$  — среднеквадратическая ошибка параметра, вычисленная по ансамблю ветвей логического дерева.

Параметры сейсмической опасности в виде значения пиковых и спектральных ускорений, коэффициентов вариации рассчитаны по сетке  $0,25 \times 0,25^\circ$ , охватывающей всю территорию Сирии и Ливана. Параметры сейсмической опасности рассчитаны для периодов повторения сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет для слабых ( $V_S = 270$  м/с), жестких ( $V_S = 550$  м/с) и скальных ( $V_S = 760$  м/с) грунтов. На рис. 120–131 представлены карты распределения пиковых ускорений в долях  $g$  — ускорения свободного падения, с периодом повторения сильных землетрясений один раз в 100, 500, 1000 и 5000 лет для указанных трёх типов грунтов.

Приведенные материалы представляют собой лишь первые результаты вероятностного анализа сейсмической опасности Сирии. Мы планируем выполнить в будущем подобные расчёты на основе более детального анализа возможных воздействий конкретных сейсмогенерирующих зон Сирии и её ближайшего окружения (см. рис. 112) при оценке максимальных возможных магнитуд землетрясений в таких зонах, как по сейсмологическим, так и по геологическим

данным. Представляется полезным выполнить также расчёт пиковых ускорений в пределах крупных городских агломераций и вблизи важнейших инженерных сооружений с учётом конкретных грунтовых условий.

\* \* \*

Согласно детерминистическому анализу сейсмической опасности Сирии, области наиболее интенсивных сейсмических сотрясений ( $I = 9-10$  баллов MSK) соответствуют главным сейсмически активным разломам северной части Левантской зоны разломов (DST) и соседним активным сегментам EAFZ (см. рис. 115). Области высокой сотрясаемости ( $I = 9$  баллов MSK) окружают их. Города Антакия (Антиохия) и Идлиб расположены в этой 9-балльной зоне. Области с интенсивностью сотрясений  $I = 8$  баллов MSK окружают зону высокой сотрясаемости, распространяются на прибрежные активные и возможно активные зоны Восточного Средиземноморья и, вероятно, охватывают также Северные Пальмириды (поднятие Бишри). Большинство городов Западной Сирии и Ливана попадают в 8-балльную область. Это Дамаск (кроме его горной части, которая относится к 9-балльной зоне), Бейрут, Алеппо, Хомс, Хама, Латакия, Баниас, Тартус, Триполи и Дара. 7-балльная область занимает большие территории в восточной части Сирии. Она распространяется на центральную часть плато Джебель Араб и северную часть Сирийской пустыни. В этой области находятся города Ас-Суэйда и, возможно, Хассаке и Аль-Камышли. 6–5-балльная зона охватывает некоторые территории около долины Евфрата и в других частях страны.

Вероятностный анализ сейсмической опасности даёт сходную картину распределения пиковых ускорений (см. рис. 120–131). Величины пиковых ускорений различаются для разных периодов повторяемости и различных грунтовых условий.

## Заключение

В книге описана неотектоника сирийской части Аравийской плиты и её западного и северо-западного обрамлений. Восстановлена история позднекайнозойского развития этой территории с конца олигоцена поныне. События в указанном регионе сопоставлены с тектонической эволюцией всего Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Выявлены четыре стадии неотектонического развития территории Сирии, находящие аналогии в других частях Альпийско-Гималайского пояса от Средиземноморья и Карпат до Гималаев и Центральной Азии. В *первую*, олигоцен-раннемиоценовую, стадию коллизийное сжатие было направлено на ССЗ. Закрылись реликты Тетиса возле северо-западного края Аравийской плиты, произошли сдвиго-надвиговые смещения и складчатые деформации в зоне Латакийско-Аафринского разлома. Возникла DST, северная, ливано-сирийская, часть которой проходила по разлому Роум и его продолжению вдоль континентального склона. *Вторая стадия*, соответствовавшая примерно среднему миоцену, характеризовалась северо-восточной ориентировкой наибольшего сжатия. Происходили интенсивные перемещения в зоне Главного надвига Загроса, приведшие к закрытию сохранявшегося там реликтового бассейна Тетиса, зарождению Месопотамского предгорного прогиба и началу складчато-надвиговых деформаций на его северо-восточном фланге. Дальнейшее распространение этих деформаций на юго-запад привело к образованию складчато-надвигового пояса Загроса и его постепенному расширению на ранее недеформированные части прогиба. В северо-западной части Аравийской плиты вторая стадия была эпохой тектонического покоя. Деформационные процессы усилились в *третью*, позднемиоцен-раннеплиоценовую, стадию развития, особенно в мессинии, когда наибольшее сжатие вновь оказалось ориентированным на ССЗ. Возобновились левосдвиговые перемещения по той же ветви DST, которые дополнились складчато-надвиговыми деформациями Пальмирид. В *четвёртую*, среднеплиоцен-четвертичную, стадию сжатие стало примерно меридиональным. Этой стадии предшествовала структурная

перестройка 4–3,5 млн лет назад, в результате которой сформировался современный структурный план северной части DST. Возникли её наиболее активные современные сегменты Яммуне и Эль-Габ, а также оперяющие разломы Рашайя, Серхайя и Св. Симеона. Средняя скорость плиоцен-четвертичного левого сдвига по сегменту Эль-Габ определена как  $5 \pm 1$  мм/год, а вместе с оперяющими разломами достигает 7–8 мм/год, что близко к скорости синхронного сдвига на юге DST, в районе Мёртвого моря.

Примерно тогда же завершилась структурная перестройка северо-западного фланга Аравийской плиты. На ранних стадиях неотектонического развития наиболее активными были Таврские надвиги на северной границе плиты и зона разломов Латакия–Аафрин, продолжавшаяся на западе южным ограничением Кипрской дуги. В результате перестройки эти разломы потеряли лидирующую роль. Возникли левые взбросо-сдвиги EAFZ, сопряжённой с Северо-Анатолийской зоной правых сдвигов. Последняя кулисно подставляется на юго-востоке Главным современным разломом Загроса, который, как и его юго-восточные продолжения, также характеризуется правосдвиговыми смещениями. В ту же последнюю стадию неотектонического развития возникли: современная восток–юго-восточная разломная граница Алеппского платформенного блока (зона разломов Расафе–Эль-Фаид и её продолжения); новейший Евфратский разлом, протягивающийся вдоль юго-западного борта долины р. Евфрата; разлом Олаб и другие дугообразно выпуклые к югу правые сдвиги, сопряжённые с DST и оперяющими её левыми сдвигами и взбросо-сдвигами и рассекающие Пальмириды и платформенную часть Сирии. Важнейшая особенность четвертой стадии — возрастание контрастности вертикальных движений и формирование современного горного рельефа.

Олигоцен-четвертичный базальтовый вулканизм западной части Аравийской плиты, проявившийся в Сирии и соседних странах, связан с неотектоникой региона. Эта связь проявляется двояко. Во-первых, многие вулканы приурочены к зонам

растяжения, опережающим DST и другие сдвиги. Вторых, зоны растяжения, образующие цепи вулканов, чаще всего простираются меридионально или на северо-запад. Вулканизм активизировался в те эпохи, когда направление сжатия совпадало с ориентировкой этих зон, а растяжение было ориентировано перпендикулярно к ним. Средний миоцен, когда ориентировка сжатия и растяжения были иными, отмечен резким спадом вулканизма.

Многие крупные разломы, возникшие в плиоцене, активны до сих пор. Это, прежде всего, разломы зон DST и EAFZ, демонстрирующие убедительные признаки левосдвиговых перемещений. В сегменте Яммуне DST и у многих разломов EAFZ сдвиг сопровождается подчинённой взбросовой компонентой движений, т.е. поперечным укорочением зоны. Проявления позднечетвертичной активности обнаружены и в некоторых зонах разломов более раннего заложения, но, как правило, они фрагментарны и менее убедительны. Важные как для понимания современной геодинамики, так и для оценки сейсмической опасности региона сочетания активных разломов выявлены вдоль левантского побережья Средиземного моря. Они образуют своеобразные фестоны, примыкающие к основным современным ветвям DST с запада. Таково сочетание Тартусской зоны с Латакийским разломом. Оба разлома обнаруживают признаки поперечного укорочения и левого сдвига. Более южный фестон образован зонами разломов Роум (с его продолжением вдоль побережья Ливана) и Триполи. Оба разлома имеют взбросовую компоненту смещения, которая у разлома Роум сопровождается левым сдвигом. Интересной особенностью обоих фестонов является то, что компонента поперечного укорочения, представленная взбросовыми смещениями, а в Тартусской зоне — складчатыми деформациями, не уступает сдвиговой компоненте, в отличие от самой DST. Южнее намечается ещё один похожий фестон, образованный разломом Хайфы и зоной нарушений, протягивающейся вдоль берега от Хайфы к Бейруту. Однако кинематика разломов этого фестона неясна.

В книге представлены результаты работ по изучению современной геодинамики, выполненных в Сирии впервые. Это геофизическое изучение зон активных разломов методами георадара, мало-глубинного сейсмопрофилирования и регистрации электросопротивления;  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирование низких (тирренских) морских террас и выявление их позднечетвертичных деформаций; измерение современной деформации в зонах разломов Эль-Габ, Серхайя и Дамасского повторными GPS измерениями на сети специально установленных для этой цели пунктов наблюдений GORS. Обобщены данные о сейсмичности Сирии и её обрамления: инструментальной, исторической, выявляемой по

результатам археосейсмологических и палеосейсмологических исследований.

На основе всего комплекса геологических, геоморфологических, геоархеологических, геодезических, геофизических и сейсмологических работ построена модель современной геодинамики Сирии. В ней не только суммированы факторы современных тектонических процессов и их проявления, но приведены данные в пользу того, что интенсивность этих процессов и, соответственно, напряжённо-деформированное состояние региона изменялись в течение голоцена. Предположительно намечаются волны таких изменений с периодами 1200–1800 лет.

На основе представленных данных об активной тектонике и сейсмичности выделены сейсмогенерирующие зоны Сирии и оценен их сейсмический потенциал, т.е. максимальные возможные магнитуды землетрясений в этих зонах. Экспертные оценки  $M_{\text{max}}$  явились результатом сопоставления максимальных зарегистрированных землетрясений и расчётных оценок, сделанных по длине сейсмогенерирующих зон активных разломов. В расчётах учитывались кинематика разломов, надёжность их параметризации и интенсивность перемещений (см. главу 14). На основе опубликованных и составленных авторами карт изосейст сильнейших исторических сейсмических событий определены затухания интенсивности сотрясений с удалением от очагов землетрясений. По этим данным сделана детерминистическая оценка интенсивности сотрясений в разных частях Сирии от максимальных возможных землетрясений в выделенных сейсмогенерирующих зонах. Кроме того, выполнена вероятностная оценка сотрясений для разных временных интервалов (100, 500, 1000 и 5000 лет) и разных грунтовых условий. Детерминистическая оценка представлена в баллах шкалы MSK, а вероятностная — в ускорениях (долях  $g$ ).

Итак, выполненное исследование является существенным вкладом в изучение неотектоники, современной геодинамики и сейсмической опасности Сирии и первой сводкой таких данных для этой страны. Многие из приведенных данных получены лично авторами книги. Вместе с тем, значение данного исследования выходит за узкие региональные рамки. С одной стороны, история развития позднекайнозойских структур Сирии и сопредельных областей анализируется на фоне эволюции структур всего Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и проливает новый свет на особенности его формирования. С другой стороны, «сквозное» изучение неотектоники — современной геодинамики — сейсмической опасности Сирии представляет методический интерес для постановки и проведения аналогичных исследований в других областях сильной и умеренной сейсмичности, в том числе на территории России.

## Литература

- Адамия Ш.А., Гамгрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.В. Аджаро-Триалетский трог и проблема происхождения Чёрного моря // Геотектоника. 1974. № 1. С. 78–94.
- Аммар О. Особенности геологического строения Северо-Западной Сирии и оценка ресурсов подземных вод с помощью данных дистанционного зондирования: Дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1993. 156 с.
- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локишин Н.В.  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  датирование раковин моллюсков // Геохимия. 1976. № 11. С. 1724–1734.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Бачманов Д.М. Возрастная зональность грубой моласы Внешнего Загроса и миграция новейшего ортогена // Геотектоника. 2001. № 6. С. 90–94.
- Богатииков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В., Сулерджицкий Л.Д., Собисевич Л.Е., Катов Д.М., Копаев А.В., Ляшенко О.В., Пурига А.И. Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия // Глобальные изменения природной среды и климата. Новосибирск: СО РАН: НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 153–164.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции первичных расплавов современных лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
- Ваков А.В. Геометрические параметры очагов и магнитуды землетрясений с разными типами движений // Вопр. инж.сейсмологии. 1992. Вып. 33. С. 40–53.
- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 362 с.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 129–176.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В., Зыкин В.С., Симакова А.Н., Хатиб К., Нсеир Х. Рифтовая впадина Эль-Габ (Сирия): Структура, стратиграфия, история развития // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 56–69.
- Дезио А. Каракорум // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса: В 2 т. Т. 1: Альпийско-Гималайские складчатые области. М.: Мир, 1977. С. 313–325.
- Дронов В.И. (ред.) Геология и полезные ископаемые Афганистана: В 2 кн. Кн. 1: Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
- Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмоотографии // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235. (Материалы XXXIV тектонич. совещ.; Т. 2.)
- Зверев С.М. Блоки и разломы земной коры бассейна Леванта. М.: Светоч Плюс, 2010. 224 с.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмоструктурная и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27–42.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
- Ильхан Э. Восточная Турция // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 234–247.
- Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.
- Кабан М.К. Гравитационная модель литосферы и геодинамика // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН: ГЕОН, 2000. С. 267–290.

- Казиков О.В., Васильева Е.В. Геологическое строение глубоких впадин Средиземного моря. М.: Недра, 1992. 188 с.
- Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–14.
- Казьмин В.Г., Зонениайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. № 5. С. 73–83.
- Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф. Поздне-меловой–палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана — Центрального Памира и проблема Гиндукушских землетрясений // Геотектоника. 2010. № 2. С. 43–55.
- Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Позднемезозойские–эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. 2006. № 3. С. 9–22.
- Карапетян Н.К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 228 с.
- Карапетян Н.К. Сейсмомодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1990. 264 с.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 438.)
- Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукье М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92–104.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506.)
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г. Тектоника // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 7–104.
- Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
- Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–31.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Магматический петрогенез коллизионного этапа развития Кавказа // Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской (ред.) Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 370–391.
- Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Ю.Г. Леонов (ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
- Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
- Лавёров Н.П. (ред.) Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука, 2005. 604 с.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199.)
- Леонов Ю.Г. (отв. ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Леонов Ю.Г., Макарем Х., Заза Т. К вопросу об олистостромовом происхождении пород в ядре антиклинали Абд-эль-Азиз (Сирия) // Геотектоника. 1986. № 2. С. 85–91.
- Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Особенности мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 1; С. 58–63. Т. 295, № 5. С. 1080–1083.
- Обручев В.А. Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Развальяев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджеев В.А. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия. Л.: Недра, 1968. 216 с.
- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 35–70.
- Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.

- Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника. 1988. № 3. С. 3–13.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене–голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996. 268 с.
- Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосейсмодислокаций // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38–42.
- Стром А.Л., Никонов А.А. Корреляция между параметрами сейсмодислокаций и магнитудами землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514.)
- Трифонов В.Г. Возраст и механизмы новейшего горообразования // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: В 2 т. М.: ГЕОС, 2008. С. 349–353. (Материалы ХLI тектонич. совещ.; Т. 2.)
- Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
- Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Имаев В.С. Принципы и технология использования геологических данных для оценки сейсмической опасности (на примере Сирии) // Инженерные изыскания. 2010. № 4. С. 44–51.
- Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И., Оразсатов Х., Скобелев С.Ф. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3–16.
- Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Эволюция центральной части Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 289–304.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 553.)
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 585.)
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541.)
- Трифонов В.Г., Трифонов Р.В. Происхождение и экологические последствия фанаторийской регрессии Чёрного моря // Геоэкология. 2006. № 6. С. 509–521.
- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж., Джаллад З., Эль-Хаир Ю. Левантская зона разломов на западо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
- Трифонов В.Г., Эль-Хаир Ю. Библийская легенда глазами геологов // Природа. 1988. № 8. С. 34–45.
- Трубицин В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестн. РАН. 2005. Т. 75, № 1. С. 10–21.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
- Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Ю.Б. Гладенков (ред.) Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.) М.: ГЕОС, 2009. С. 142–152.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 144 с.
- Чернов А.А. Загадки затонувших городов. М.: Вече, 2004. 480 с.
- Шарков Е.В. Мезозойский и кайнозойский базальтовый вулканизм // Ю.Г. Леонов (ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 177–200.
- Шарков Е.В., Чернышов И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лебедев В.А., Новиков В.М., Ханна С., Хатиб К. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 1. С. 96–99.
- Шарков Е.В., Чернышов И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Леонов Ю.Г., Новиков В.М., Ханна С., Хатиб К. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 439–448.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных в сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Щерба И.Г. Палеогеография и тектоника майкопского бассейна Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1196–1200.

- Щерба И.Г. Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 71–80.
- Abdel-Rahman A.-F.-M., Nassar Ph.E. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon // *Geol. Mag.* 2004. Vol. 141. P. 545–563.
- Abdul-Wahed M.K., Al-Tahhan I. Preliminary outline of the seismologically active zones in Syria // *Ann. Geophys.* 2010. Vol. 53, N 4. P. 1–9.
- Abou Romieh M., Westaway R., Daoud M., Radwan Y., Yassminh R., Khalil A., al-Ashkar A., Loughlin S., Arrell K., Bridgland D. Active crustal shortening in SE Syria revealed by deformed terraces of the River Euphrates // *Terra Nova*. 2009. Vol. 21, N 6. P. 427–437. doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00896.x.
- Active tectonics. Wash. D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. 266 p.
- Adiyaman Ö., Chorowicz J. Late Cenozoic tectonics and volcanism in the northwestern corner of the Arabian plate: a consequence of the strike-slip Dead Sea fault zone and the lateral escape of Anatolia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. Vol. 117, N 3/4. P. 327–345.
- Akkar S., Bommer J.J. Empirical equations for the prediction of PGA, PGV and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean and Middle East // *Seism. Res. Lett.* 2010. Vol. 81, N 2. P. 195–206.
- Akyuz H.S., Altunel E., Karabacak V., Yalciner C.C. Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, Southern Turkey // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 426. P. 281–293.
- Alchalbi A., Daoud M., Gomez F., McClusky S., Reilinger R., Abu Romeyeh M., Alsouodi A., Yassminh R., Ballani B., Darawcheh R., Sbeinati R., Radwan Y., Al Masri R., Bayerly M., Al Ghazzi R., Barazangi M. Crustal deformation in Northwestern Arabia from GPS measurements in Syria: Slow slip rate along the northern Dead Sea Fault: Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries, Abstracts. Damascus, 2009. P. 23–24.
- Alici P., Temel A., Gourgaud A., Vidal Ph., Nyazi Gundoglu M. Quaternary tholeiitic to alkaline volcanism in the Karasu valley, Dead Sea rift zone, Southeast Turkey: Sr-Nd-Pb-O isotopic and trace-element approaches to crust-mantle interaction // *Intern. Geol. Rev.* 2001. Vol. 43. P. 120–138.
- Almeida G.A.F. Structural history of the Red Sea Rift // *Geotectonics*. 2010. Vol. 44, N 3. P. 271–282.
- Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A. Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes // *Earth Planet. Sci Lett.* 1990. Vol. 96. P. 269–286.
- Ambraseys N.N. Engineering seismology // *Earthquake engineering and structural dynamics*. 1988. Vol. 17, N 3. P. 1–105.
- Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // *Geophys. J.* 1989. Vol. 96. P. 311–331.
- Ambraseys N.N. Reappraisal of the seismic activity in Cyprus: 1894–1991 // *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata*. 1992. Vol. 34, N 133. P. 41–80.
- Ambraseys N.N. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009. 947 p.
- Ambraseys N.N., Barazangi M. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley; implication for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 4007–4013.
- Ambraseys N.N., Finkel C. The seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical review (1500–1800). Istanbul: Muhittin Salih EREN Publ., 1995. 240 p.
- Ambraseys N.N., Jackson J.A. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean // *Geophys. J. Intern.* 1998. Vol. 133, N 2. P. 390–406.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. A history of Persian earthquakes. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1982. 219 p.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202 // W.Lee (ed.) *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*. San Diego: Acad. Press, 1988. P. 181–200.
- Ambraseys N.N., Melville C.P. Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria // *Ann. Geophys.* 1995. Vol. 38, N 3/4. P. 337–343.
- Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F.P., Follieri M. A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy // *Boll. Geol. Italiana*. 1972. Vol. 91, N 1. P. 169–180.
- Archaeoseismology / S.Stiros, R.E.Jones (Eds) Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, 1996. Fitch Lab. Occasional paper 7. 268 p.
- Arger J., Mitchell J., Westaway R. Neogene and Quaternary volcanism of Southeastern Turkey / E.Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds) *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area* // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2000. Vol. 173. P. 459–487.
- Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E., Dodonov A.E. <sup>230</sup>Th/U and <sup>14</sup>C dating of mollusk shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black Seas // *Geochronometria*. 2002. Vol. 21. P. 49–56.
- Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 262. P. 101–132.
- Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C., Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 221–242.
- Baker J.A., Mensies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // *J. Petrol.* 1997. Vol. 36. P. 1359–1390.
- Barazangi M., Seber D., Chaimov T., Best J., Litak R.D., Sawaf T. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria // E.Boschi, E.Mantovani, A.Morelli (Eds) *Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region*. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1993. P. 117–140.
- Barberi F., Capaldi G., Gasperini P., Marinelli G., Santacroce R., Scandone R., Treuil M., Valet J. Recent basaltic volcanism of Jordan and its implications on the geodynamic history of the Dead Sea shear zone // *Acc. Naz. Lincei*. 1979. *Atti dei Convegni* 47. P. 667–683.
- Bartov Y., Stein M., Enzel Y., Agnon A., Reches Z.E. Lake Levels and Sequence Stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene Precursor of the Dead Sea // *Quatern. Res.* 2002. Vol. 57. P. 9–21.
- Bassinot F.C., Laberie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth Planet. Sci Lett.* 1994. Vol. 126. P. 91–108.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 346. P. 23–43.
- Ben-Avraham Z., Hall J.K., Schattner U., Ben-Gai Y., Neev D., Reshef M. New seismic insights into the tectonic and sedimentary processes in the northeastern Levant. Thessaloniki: Proc. of the 5<sup>th</sup> Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. 2004. P. 29–31.
- Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C. Post-Messinian evolution of the South-eastern Levant margin based on stratigraphic modeling // Thessaloniki: Proc. of the 5<sup>th</sup> Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. 2004. P. 32–34.
- Ben-Menahem A. Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96, N B2. P. 20195–20216.
- Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran. Tehran: Geol. Survey of Iran, 1976. Pt 1. 516 p.
- Berberian M. Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. Vol. 1: Historical hazards in Iran prior to 1900. Tehran: UNESCO, International Institute of Earthquake Engineers and Seismology. 1994. 604 p.
- Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestly K., Wallace T. The Rudbar-Taron earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1992. Vol. 82, N 4. P. 1726–1755.
- Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J., Thorat S. Implications of widespread high- $\mu$  volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 198. P. 47–61.
- Besançon J. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire continental du Proche Orient // *Colloques Internationaux du C.N.R.S.* 1981. Vol. 598. P. 33–53.
- Besançon J., Sanlaville P. Aperçu geomorphologique sur la vallée de l'Euphrate Syrien // *Paleorient*. 1981. Vol. 7, N 2. P. 5–18.
- Bianca M., Caputo R. Integrated study of Quaternary marine and fluvial terraces and morphotectonic analysis: the example of the low Agri Valley (southern Italy) // *Quaternary coastal morphology and sea level changes*. Puglia 2003 — Final Conference IGCP Project No. 437. GI2S Coast, Research Publication, 4. Otranto/Taranto; Puglia (Italy). 2003. P. 43–46.
- Boore D. M., Atkinson G.M. Ground Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 and 10.0 s. // *Earthquake Spectra*. 2008. Vol. 24, N 1. P. 99–138.
- Brew G., Best J., Barazangi M., Sawaf T. Tectonic evolution of the NE Palmyride mountain belt, Syria: the Bishri crustal block // *J. Geol. Soc. London*. 2003. Vol. 160. P. 677–685.
- Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria // *J. Geol. Soc. London*. 2001. Vol. 158. P. 665–674.
- Butler H.G. Ancient architecture in Syria. Leyden: Publ. of Princeton Univ. Archaeological Expedition to Syria in 1904–1905, 1920. 328 p.
- Butler R.W.H., Spenser S., Griffith H.M. Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard // *J. Geol. Soc. London*. 1997. Vol. 154. P. 757–760.
- Butzer K.W. Quaternary stratigraphy and climate in the Near East. Bonn: *Bonner Geogr. Abh.*, 1958. N 24. 157 s.
- Camp V.E., Roobol M.J. The Arabian continental alkali basalt province // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. Vol. 101. P. 71–95.
- Camp V.E., Roobol M.J. Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 15255–15271.
- Çapan U.Z., Vidal Ph., Cantagrel J.M. K-Ar, Nd, Sr and Pb isotopic study of Quaternary volcanism in Karasu Valley (Hatay), N-end of Dead-Sea Rift zone in SE Turkey // *Verbilimleri*. 1987. Vol. 14. P. 165–178.
- Carte Geologique du Liban. 1:250 000 / M.L. Dubertret. Republique Libanaise, Ministère des Travaux Publics, 1995.
- Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. <http://www.seismology.harvard.edu/>
- Catalog of earthquakes in Israel.
- Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian // *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*. Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
- Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Gebiran A. Crustal shortening in the Palmyride fold belt,

- Syria, and implications for movements along the Dead Sea fault system // *Tectonics*. 1990. Vol. 9, N 6. P. 1369–1386.
- Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D., Sawaf T., Gebran A. Mesozoic and Cenozoic deformation inferred from seismic stratigraphy in the southwestern intracontinental Palmyride fold-thrust belt, Syria // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. Vol. 104. P. 704–715.
- Chorowicz J., Dhont D., Ammar O., Rukieh M., Bilal A. Tectonics of the Pliocene Homs basalts (Syria) and implications for the Dead Sea Fault Zone activity // *J. Geol. Soc. London*. 2004. Vol. 161. P. 1–13.
- Copeland L. Chronology and distribution of the Middle Paleolithic, as known in 1980, in Lebanon and Syria // *Colloques Internationaux du C.N.R.S.* 1981. Vol. 598. P. 239–263.
- Copeland L. The paleolithic of the Euphrates Valley in Syria // *Br. Archaeol. Rep., Intern. Ser.* 2004. Vol. 1263. P. 19–114.
- Copeland L., Hours F. La séquence Acheuléenne du Nahr el Kebir région septentrionale du littoral Syrien // *Paleorient*. 1978. Vol. 4. P. 5–29.
- Cornell C. A. Engineering seismic risk analysis // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1968. Vol. 58. P. 1583–1606.
- Daeron M., Benedetti L., Tapponnier P., Surssock A., Finkel R.S. Constraints on the post ~25 ka slip rate of the Yammouneh fault (Lebanon) using in situ cosmogenic <sup>36</sup>Cl dating of offset limestone-clast fans // *Earth Planet. Sci Lett.* 2004. Vol. 227. P. 105–119.
- Darkal A., Krauss M., Ruske R. The Levant fault zone // *Ztsch. geol. Wiss. Berlin*. 1990. Bd. 18, H. 6. S. 549–562.
- Debayle E., Leveque J.-J., Cara M. Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent // *Earth Planet. Sci Lett.* 2001. Vol. 193. P. 423–436.
- Demir T., Seyrek A., Westaway R., Bridgland D., Beck A. Late Cenozoic surface uplift revealed by incision by the River Euphrates at Birecik, Southeast Turkey // *Quatern. Intern.* 2008. Vol. 186. P. 132–163.
- Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G. Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in Northern Syria: Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform // *Tectonics*. 2007. Vol. 26. TC 3012, doi:10.1029/2006TC001959.
- Derman A. Braided river deposits related to progressive Miocene surface uplift in Kahraman Maraş area, SE Turkey // *Geol. J.* 1999. Vol. 34. P. 159–174.
- Dodonov A.E., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E., Bachmanov D.M., Sadchikova T.A., Simakova A.N., Minini H., Al-Kafri A.-M., Ali O. Late Quaternary marine terraces in the Mediterranean coastal area of Syria: Geochronology and neotectonics // *Quatern. Intern.* 2008. Vol. 190. P. 158–170.
- Dubertret L. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas // *Phil. Trans. Roy Soc. London*. 1970. Ser. A. Vol. 267. P. 9–20.
- Dumas B., Guérémy P., Raffy J. Amplitude of sea level changes and rapid uplift between 128 and 58 Ka from stepped marine terraces of Reggio Calabria area, Southern Italy // *Quaternary coastal morphology and sea level changes. Puglia 2003 — Final Conference IGCP Project No. 437. GISS Coast, Research Publication, 4. Otranto/Taranto; Puglia (Italy), 2003. P. 43–46.*
- Ebinger C.J., Sleep N.S. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // *Nature*. 1998. Vol. 395, N 22. P. 788–791.
- Edel J.B., Lortscher A. Paleomagnetisme tertiaire de Sardaigne. Nouveaux resultats et synthese // *Bull. Soc. Geol. France*. 1977. Vol. 19, N 4. P. 815–824.
- El Hakeem K., Anwar Al Imam M. Historical seismicity in Syria // *Syrian J. Geol. Sci.* 1988. N 2 (Geol. Soc. of Syria). 7 p.
- Elias A., Tapponnier P., Daeron M., Surssock A., King G., Klinger Y. Active tectonics of the Lebanese Restraining Bend: Geodynamics and seismic hazard of the central DSFS // *Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries: Abstracts*. Damascus, 2009. P. 27.
- Emery-Barbier A. Analyses polliniques du Quaternaire Supérieur en Jordanie Meridionale // *Paleorient*. 1988. Vol. 14, N 1. P. 111–118.
- Feraud G., Giannerini G., Campredon R. Dyke swarms as palaeostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: examples from the European and northwest Arabian Plates // *Mafic Dyke Swarms*. Toronto, Ontario: Univ. of Toronto, Intern. Lithosphere Program, 1985. P. 273–278.
- Ferry M., Meghraoui M., Abou Karaki N., Al-Taj M., Amoush H., Al-Dhaisat S., Barjous M. A 48-kyr-long slip rate history of the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault // *Earth Planet. Sci Lett.* 2007. Vol. 260. P. 396–406.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1970. Ser. A. Vol. 267. P. 107–130.
- Freund R., Zak I., Garfunkel Z. Age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift // *Nature*. 1968. Vol. 220, N 5164. P. 253–255.
- Gardner J. K., Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, poissonian? // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1974. Vol. 64. P. 1363–1367.
- Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Garfunkel Z. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // *Isr. J. Earth Sci.* 1989. Vol. 38. P. 51–74.
- Garfunkel Z. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298. P. 5–35.
- Garfunkel Z., Ben-Avraham Z. Basins along the Dead Sea Transform // P.A. Ziegler, W.Cavazza, A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (Eds) *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2001. Vol. 186. P. 607–627.
- Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active rifting in the Dead Sea rift // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Geological cross sections of Iran. Scale 1:500 000. 2 sheets / Comp. by H.Huber. Tehran: N.I.O.C. Explor. and Prod., 1975–1976.
- Geological Map of Iran. Scale 1:1000000. 6 sheets / Comp. by H.Huber. Tehran: N.I.O.C. Explor. and Prod., 1977–1978.
- Geological Map of Syria. Scales 1:200 000 and 1:500 000 / V.Ponicarov (Ed.) Damascus: Technoexport; Moscow; Ministry of Industry of the SAR, 1964.
- Geological Map of Turkey. Scale 1:2 000 000 / E.Bingol (Ed.). Ankara: MTA, 1989.
- Geological map of Turkey. Hatay. Scale 1:500 000 / M.Şenel (Ed.) Ankara: MTA, 2002.
- Giannérini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B. Déformations intraplaques et volcanisme associe: Exemple de la bordure NW da plaque Arabique au Cenozoique // *Bull. Soc. Géol. France*. 1988. N 6. P. 938–947.
- Girdler R.W. The Dead Sea transform fault system // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 180, N 1. P. 1–14.
- Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 381. P. 235–273.
- Gomez F., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant Ph., Peilinger R., Jaafar R., Tabet Ch., Khair K. Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon // *Geophys. J. Intern.* 2007. Vol. 168. P. 1021–1028.
- Gomez F., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M. Late Cenozoic uplift along the Northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria // *Earth Planet. Sci Lett.* 2006. Vol. 241. P. 913–931.
- Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi F., Mouty M., Suleiman Y., Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M. Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon // *Geophys. J. Intern.* 2003. Vol. 153, N 3. P. 658–674.
- Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Sbeinati R., Darawcheh R., Tabet C., Khawlie M., Charabe M., Khair K., Barazangi M. Coseismic displacements along the Serghaya Fault: an active branch of the Dead Sea Fault System in Syria and Lebanon // *J. Geol. Soc. London*. 2001. Vol. 158. P. 405–408.
- Gomez F., Nemer T., Tabet C., Khawlie M., Meghraoui M., Barazangi M. Strain participating of active transpression within the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Fault (Lebanon and SW Syria) // W.D. Cunningham, P.Mann (Eds) *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Ldn: Geol. Soc. Spec. Publ. 290, 2007. P. 285–303.
- GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center. 1997. <http://www.ngdc.noaa.gov>
- Guidoboni E., Bernardini F., Comastri A. The 1138–1139 and 1156–1159 destructive seismic crises in Syria, South-Eastern Turkey and Northern Lebanon // *J. Seismol.* 2004. Vol. 8, N 1. P. 105–127.
- Guidoboni E., Comastri A., Traina G. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10<sup>th</sup> century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994. 504p.
- Hall J.K., Udintsev G.B., Odinokov Yu.Yu. The bottom relief of the Levantine Sea // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall (Eds) *Geological Structure of the North-Eastern Mediterranean*. Jerusalem: Historical Productions-Hall, 1994. P. 5–32.
- Hancock P.L. Brittle microtectonics: Principles and practice // *J. Struct. Geol.* 1985. Vol. 7, N 3/4. P. 437–457.
- Hardenberg M., Robertson A.H.F. Sedimentology of the NW margin of the Arabian plate and the SW–NE trending Nahr El-Kabir half-graben in Northern Syria during the latest Cretaceous and Cenozoic // *Sedimentary geology*. 2007. Vol. 201, N 3/4. P. 231–266.
- Heidbach O., Ben-Avraham Z. Stress evolution and seismic hazard of the Dead Sea Fault System // *Earth Planet. Sci Lett.* 2007. Vol. 257. P. 299–312.
- Hessami Kh.T., Jamali F.H. Active faulting in Iran // *J. Earthquake Predict. Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 403–412.
- Hirsch F. The Oligocene–Pliocene. The Late Pliocene to Quaternary // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) *Geological Framework of the Levant*. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 4: Israel. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 459–514.
- Hofstetter R., Klinger Ya., Amrat A.-Q., Rivera L., Dorbath L. Stress tensor and focal mechanisms along the Dead Sea fault and related structural elements based on seismological data // *Tectonophysics*. 2007. Vol. 429. P. 165–181.
- Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y., Reznikov M., Rotstein Y., Gvirtzman H. The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 359. P. 289–306.
- Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibrahim K., Peltz S., Steinitz G. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 171–174.
- Ioffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum Red Sea: a re-evaluation // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 141. P. 5–22.

- Issar A.S.* Impacts of climate variations on water management and related socio-economic systems. Paris: International Hydrological Programme United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization UNESCO, 1995. 121 p.
- Izzeldin A.Y.* Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 143. P. 269–306.
- Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A.* Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. Vol. 113, N 1/2. P. 319–344.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G.* Relationship of late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // *Terra Nova*. 1997. Vol. 9. P. 131–134.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M.* Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 453. P. 122–147.
- Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Philip H., Avagyan A., Hessami K., Jamali F., Bayraktutan M.S., Bagdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanian A.* Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and Northeastern Iran // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 189–219.
- Karnik V.* Seismicity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci, 1968. Pt 1: 364 p.; Pt 2: 218 p.
- Kazmin V.G.* Tectonics // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 2: Syria. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 463–496.
- Klaeschen D., Vidal N., Kopf A.J., von Huene R., Krasheninnikov V.A.* Reflection seismic processing and images of the Eastern Mediterranean from cruise 5 of the research vessel «Akademik Nikolaj Strakhov» // J.K. Hall, V.A. Krasheninnikov, F.Hirsch, Ch. Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel. Pt 3: The Levantine Basin. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 21–40.
- Klinger Y., Avouac J.P., Abou Karaki N., Dorbath L., Bourles D., Reyss J.* Slip rate on the Dead Sea transform fault in northern Araba valley (Jordan) // *Geophys. J. Intern.* 2000. Vol. 142, N 3. P. 755–768.
- Kondorskaya N.V., Shebalin N.V.* (Eds) New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA, 1982. 608 p.
- Kondorskaya N.V., Ulomov V.I.* (Eds) Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). Zurich: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. 300 p. <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>
- Krasheninnikov V.A.* Paleogene // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 2: Syria. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 299–342.
- Krenker D.* Die Wahlfahrtskirche des Simon Stylites in Kal'at Sim'an. Abhandlungen des Preussischen Akademie der Wissenschaften. Vol. 4. Berlin: Akademie-Verlag, 1939.
- Krylov K.A., Silantsev S.A., Krasheninnikov V.A.* The tectonic structure and evolution of South-Western and Central Cyprus // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria, pt 1: South-Western Cyprus. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 135–164.
- Leroi-Gourhan A.* Pollen du quaternaire superieur du Moyenorient // *Palynology of the Pleistocene and Pliocene*. Moscow: Nauka, 1973. P. 130–133.
- Liere W.J., van.* Observation on the Quaternary of Syria // *Ber. Rijksd. Oudheidk. Bodemonderzoek*. 1960–1961. Vol. 10/11. P. 7–69.
- Litak R.K., Barazangi M., Beauchamp W., Seber D., Brew G., Sawaf T., Al-Youssef W.* Mesozoic–Cenozoic evolution of the intraplate Euphrates fault system, Syria; implication for regional tectonics // *J. Geol. Soc. London*. 1997. Vol. 154. P. 653–666.
- Lovelock P.E.R.* A review of the tectonics of the northern Middle East region // *Geol. Mag.* 1984. Vol. 121, N 6. P. 577–587.
- Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of Western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *J. Geodyn.* 2006. Vol. 42. P. 115–139.
- Lyberis N., Yurur T., Chorovicz J., Kasapoglu E., Cundogdu N.* The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 204, N 1/2. P. 1–15.
- Marco S., Hartal M., Hazan N., Lev L., Stein M.* Archaeology, history, and geology of the 749 AD earthquake, Dead Sea Transform // *Geology (Boulder)*. 2003. Vol. 31. P. 665–668.
- Mart Y.* The Dead Sea Rift: from continental rift to incipient ocean // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 197. P. 155–179.
- Mart Y., Ryan W.B.F., Vachtman D.* Fluvial erosion in the bathyal SE Mediterranean during the Messinian desiccation. Thessaloniki: Proc. of the 5<sup>th</sup> Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology, 2004. P. 1356–1358.
- McBride J.H., Barazangi M., Best J., Al-Saad D., Sawaf T., Al-Otri M., Gebran A.* Seismic reflection structure of intracraton Palmyride fold-thrust belt and surrounding Arabian platform, Syria // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1990. Vol. 74, N 3. P. 238–259.
- McClusky S.C., Balassanian S., Barka A.A., Ergintav S., Georgie I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadaria M., Ouzounis A., Paradisissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R.E., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz N., Veis V.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A.* GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // *Geophys. J. Intern.* 2003. Vol. 155, N 1. P. 126–138.
- Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // *Earth Planet. Sci Lett.* 2003. Vol. 210. P. 35–52.
- Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M.* Reflections of the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 29, N 1/4. P. 281–301.
- Moho Map of the Middle East.* Scale 1:6 000 000. Cornell: Cornell Univ. Inst. for the Study of the Continents (INSTOC), 2003.
- Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E.* Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994. 450 p.
- Montigny R., Edel J.-B., Thuizat R.* Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics // *Earth Planet Sci Lett.* 1981. Vol. 54. P. 261–271.
- Mouty M., Delaloye M., Fontignie D., Piskin O., Wagner J.J.* The volcanic activity in Syria and Lebanon between Jurassic and actual // *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 1992. Vol. 72. P. 91–105.
- Muhsen S.* L'Acheuleen Recent Evolue de Syrie // *British Archaeological Reports*. 1985. Intern. Ser. 248. P. 1–189.
- National Atlas of Iran «Geology».* Tehran: Nat. Cartographic Center, 1997.
- National Earthquake Information Center.* Earthquake data base (NEIC, NOAA, PRE, PRE-Q, NEIS, Advanced national seismic system ANSS). Golden, CO: National Earthquake Information Center: U.S. Geological Survey, 2010; <http://neic.usgs.gov/>
- Nemer T., Gomez F., Al Haddad S., Tabet Ch.* Coseismic growth of sedimentary basins along the Yammouneh strike-slip fault (Lebanon) // *Geophys. J. Intern.* 2008. Vol. 175. P. 1023–1039.
- Ni J., Barazangi M.* Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the Himalayas // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91, N B8. P. 8205–8218.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform–Black Sea–Caucasus domain // P.A. Ziegler, W.Cavazza W., A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (Eds) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris. 2001. Vol. 186. P. 295–346.
- Niklewski J., Zeist W. van.* Late Quaternary pollen diagram from Northwestern Syria // *Acta Bot. Neerl.* 1970. Vol. 19. P. 7–37.
- Nur A.* And the walls came tumbling down // *New Scientist*. 1991. Vol. 6. P. 45–48.
- Papazachos B., Papazachou C.* The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. 304 p.
- Perinçek D., Çemen I.* The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in South-Eastern Turkey // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 172. P. 331–340.
- Petrov V.I., Antonov B.S.* The Geological map of Syria. Scale 1:200 000. Sheets I-37–XVII, XVIII. Explanatory Notes. Damascus: Ministry of Industry, Dept. of Geol. and Mineral Res., 1964. 36 p.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
- Plassard J., Kogoj B.* Sismicité du Liban: catalogue des séismes ressentis (3<sup>rd</sup> edition) // *Collection des Annales-Mémoires de l'Observatoire de Ksara*. T. 4: Sismologie, cahier 1: Liban. Beyrouth: Conseil National Libanais de la Recherche Scientifique, 1981. 67 p.
- Poirer J.P., Taher M.A.* Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries) // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 70, N 6. P. 2185–2201.
- Polat A., Kerrich R., Casey J.F.* Geochemistry of Quaternary basalts erupted along the East Anatolian and Dead Sea fault zones of southern Turkey: implications for mantle sources // *Lithos*. 1997. Vol. 40. P. 55–68.
- Ponikarov V.P., Kazmin V.G., Mikhailov I.A., Razvalyaev A.V., Krasheninnikov V.A., Kozlov V.V., Souliidi-Kondratyev E.D., Mikhailov K.Ya., Kulakov V.V., Faradjev V.A., Mirzayev K.M.* Geological Map of Syria, scale 1:500 000. Explanatory Notes. Pt 1. Damascus: Ministry of Industry, 1967. 230 p.
- Quennell A.M.* Tectonics of the Dead Sea rift // *Asociacion de Servicios Geologico Africanos: Actas y trabajos de las reuniones celebradas en Mexico en 1956*. Mexico: Congres Geologico Internacional, 1959. 20a session. P. 385–405.
- Quennell A.M.* The Western Arabia rift system. The geological evolution of the Eastern Mediterranean // *Geol. Soc London. Spec. Publ.* 17. P. 775–788.

- Ratschbacher L., Frisch W., Liu Guanghua. Distributed deformation in Southern and Western Tibet during and after the India-Asia collision: 7<sup>th</sup> EUG Meeting. Abst. // Terra Nova. 1993. Vol. 5. Supplement to N 1. P. 267.
- Reasenber P. Second Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982 // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 5479-5495.
- Reilinger R., McClusky S., Oral B., King R., Toksöz N., Barka A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 9983-9999.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. 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. Vol. 111, N Bo5411. doi:10.1029/2005JB004051.
- Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence // A.H.F. Robertson, K.-C. Emels, C.Richter, A.Camerlanghi (Eds) Proc. of the Ocean Drilling Program: Scientific results. Vol. 160. Texas: College Station, 1998. P. 723-782.
- Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of South Tethyan oceanic basin and its margins in Southern Turkey // E.Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper (Eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. LDN: Geol. Soc., 2000. Spec. Publ. Vol. 173. P. 97-138.
- Robertson A., Unlügenç Ü.C., Inan N., Tasli K. The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in Southern Turkey // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 22, N 5. P. 413-453.
- Ron H. Deformation along the Yammuneh, the restrained bend of the Dead Sea transform: Paleomagnetic data and kinematic implications // Tectonics. 1987. Vol. 6. P. 653-666.
- Ross D.A., Uchupi E. The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1977. Vol. 61. P. 872-902.
- Rukieh M. Tectonics of Lebanon and the western part of Syria using space imagery interpretation // Remote Sensing Magazine, Damascus. 1997. N 9. P. 38-59.
- Rukieh M. New data about volcanic rocks in the southern area of Syria by space images interpretation. Rio-de-Janeiro: 31<sup>st</sup> IGC, 2000.
- Rukieh M. The annular structures in Lebanon and the Western part of Syria // Remote Sensing Magazine, Damascus. 2001. N 13. P. 46-66.
- Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y. Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // J. Geodyn. 2005. Vol. 40. P. 235-256.
- Sanlaville P. Stratigraphie et chronologie du Quaternaire marin du Levant // Colloques Internationaux du C.N.R.S. 1981. Vol. 598. P. 21-31.
- Sanlaville P. Les terraces Pléistocènes de la vallée de l'Euphrate en Syrie et dans l'extrême sud de la Turquie // Archaeol. Rep., Int. Ser. 2004. Vol. 1263. P. 115-133.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ. Active fault map of Turkey. 1:1 000 000. Ankara: Dir. of Mineral Resources and Explor, 1992a.
- Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ. The East Anatolian fault zone of Turkey // Annales Tectonicae. Special Issue. 1992b. Supplement to vol. 6. P. 99-125.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P., Le Pishon X., Roulet M.J. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1-35.
- Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M. The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 BC to 1900 AD // Ann. Geophys. 2005. Vol. 48, N 3. P. 347-435.
- Sbeinati M.R., Meghraoui M., Suleyman G., Gomez F., Al Najjar H., Al-Ghazzi R. Timing of earthquake ruptures at the Al Harif aqueduct (Dead Sea fault) from archaeoseismology, paleoseismology and tufa cores: Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries. Abstracts. Damascus, 2009. P. 78.
- Searle M.P. Thermal and structural evolution of the Himalayan and Karakoram continental crust: 5<sup>th</sup> Intern. Sympos. on the Tibetan Plateau. Abstracts. Beijing, 2009. P. 3-4.
- Segev A. Magmatic rocks // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F.Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant. Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 4: Israel. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 553-576.
- Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor L.A., Laz'ko E.E., Jerde E., Hanna S. Geochemical peculiarities of the asthenosphere beneath the Arabian plate: evidence from mantle xenoliths of the Quaternary Tell-Danun volcano (Syrian-Jordan plateau, southern Syria) // Geochem. Intern. 1996. Vol. 34. P. 737-752.
- Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension // J. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 1657-1679.
- Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I., Ulomov V.I., Tatevossian R.E., Ioffe A.I. A unified seismotectonic zonation of Northern Eurasia // J. Earthquake Predict. Res. 2000. Vol. 8, N 1. P. 8-31.
- Silant'yev S.A., Portnyagin M.V., Basylev B.A., Bragin N.Yu., Kaleda K.G., Krylov K.A., Bragina L.G. The Troodos ophiolite complex (structural para-autochthon). Igneous, metamorphic and sedimentary rocks of the Mamonnia (structural allochthon) // V.A. Krasheninnikov, J.K. Hall, F. Hirsch, Ch.Benjamini, A.Flexer (Eds) Geological framework of the Levant. Vol. 1: Cyprus and Syria. Pt 1: South-Western Cyprus. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 7-100.
- Simkin T., Siebert L. (Eds) Volcanoes of the World. A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10 000 Years. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Tucson, Arizona: Geoscience Press Inc., 1994. 349 p.
- Sneh A. The Dead Sea Rift: lateral displacement and downfaulting phases // Tectonophysics. 1996. Vol. 263, N 1/4. P. 277-292.
- Snyder D.B., Barazangi M. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations // Tectonics. 1986. Vol. 5, N 3. P. 361-373.
- Sobolev S.V., Petrunin A., Garfunkel Z., Babeyko A.Y. Thermo-mechanical model of the Dead Sea Transform // Earth Planet. Sci Lett. 2005. Vol. 238. P. 78-95.
- Soysal H., Sipahioğlu U.S., Kolcak D., Altdiok Y. Turkiye ve çevresimi tabihsel depdim katalogu. Tuklye biimsel ve teknik arastirma kurumu matematik-fiziki ve biologik bilimlar arastieka grubu. Projeko: TMG 341, 1997. 32 p.
- Space Image Atlas of Syria. Damascus: GORS, 1996.
- SSHAC (Senior Seismic Hazard Analysis Committee). Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Washington, DC: US Nuclear Regulatory Commission, 1997. NUREG/CR-6372, Vol. 1. 274 p.
- Stafford P.J., Strasser F.O., Bommer J.J. An evaluation of applicability of the NGA models to ground-motion prediction in the Euro-Mediterranean region // Bull. Earthquake Eng. 2008. Vol. 6. P. 149-177.
- Stein M., Hofmann A.W. Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // Earth Planet. Sci Lett. 1992. Vol. 114. P. 193-209.
- Taher M.A. Corpus des textes arabes relatifs aux tremblements de terre et autres catastrophes naturelles de la conquête arabe au XII H./XVIII JC: Thesis de Doctorat d'Etat (Univ. Paris 1, Sorbonne). Paris: Sorbonne Univ., 1979.
- Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci Lett. 1981. Vol. 52. P. 355-371.
- Tatar O., Piper J.D.A., Gürsoy H., Heimann A., Koşbulut F. Neotectonic deformation in the transition zone between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, southern Turkey: A paleomagnetic study of the Karasu Rift volcanism // Tectonophysics. 2004. Vol. 385. P. 17-43.
- Taymaz T., Eyidogan H., Jacsib J. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // Geophys. J. Intern. 1991. Vol. 106, N 3. P. 537-550.
- Tchalenko G. Villages antiques de la Syrie du Nord: Le massif du Belus a l'époque romaine. Pt 1, 2. Paris: Institut Français D'Archeology de Beyrouth: Biblioteque Archeologique et Historique, Vol. 50. 1953.
- Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dashte-Bayas (Iran) earthquake fractures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 1. P. 41-60.
- Tchalenko J.S., Berberian M. Dasht-e-Bayaz fault, Iran: Earthquake and earlier related structures in bed rock // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 5. P. 703-709.
- Tchalenko J.S., Braud J. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33 and 35° N // Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1974. Vol. 277, N 1262. P. 1-25.
- Tchalenko J.S., Braud J., Berberian M. Discovery of three earthquake faults in Iran // Nature. 1974. Vol. 248, N 5450. P. 661-663.
- Tectonic Map of Southcentral Iran. Scale 1:2 500 000. National Iranian Oil Company — EPG. Tehran: The Tehran Naqshé Printing House, 1973.
- Tectonic Map of Southwest Iran. Scale 1:2 500 000. National Iranian Oil Company — EPG. NCC. Tehran: Offset Press, 1976.
- Tectonic Map of Syria. Scale 1:500 000 / Yu.G. Leonov (ed.) Damascus: Ministry of Petroleum and Mineral Resources of the SAR: General Establishment of Geology and Mineral Resources; Moscow: Geological Institute of Academy of Sciences of the USSR: Com. for Intern. Tectonic Maps, 1989.
- Tectonic Map of Syria. 1:1 000 000 / G.Brew, M.Barazangi, K.Al-Maleh, T.Sawaf, 2001.
- Tiedemann H. Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zurich: Swiss Reinsurance, 1991. 94 p.
- Topographic Map of Syria. Scale 1:500 000. Damascus: Cartographic Center, 1971.
- Trifonov V.G. Problems of and mechanism for the tectonic spreading of Iceland // Modern Geology. 1978. Vol. 6, N 3. P. 123-137.
- Trifonov V.G. The Bible and geology: destruction of Sodom and Gomorrah // Myth and geology. Geol. Soc. of London. Special Publ. 2007. Vol. 273. P. 133-142.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Karakhanian A.S., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Ammar O., Rukieh M., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O., Al Yusef Sh., Yusef A., Zaza T., Ali M. Seismotectonics of Syria and surrounding areas: Intern. Workshop on Active Tectonic Studies and Earthquake Hazard Assessment in Syria and Neighboring Countries. Abstracts. Damascus, 2009. P. 76-77.
- Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M.,

- Ali O.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. Vol. 199. P. 177–192.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Assaturian A.O., Ivanova T.P.* Relationship of earthquakes and active faults in Anatolia, the Lesser Caucasus and the Middle East // *B.A. Bolt, R.Amirbekian (Eds) Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction.* Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 41–55.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Berberian M., Ivanova T.P., Kazmin V.G., Kopp M.L., Kozhurin A.I., Kuloshvili S.I., Lukina N.V., Mahmud S.M., Vostrikov G.A., Swedan A., Abdeen M.* Active faults of the Arabian Plate Bounds, in Cancus and Middle East // *J. Earthquake Predict. Res.* 1996. Vol. 5, N 3. P. 363–374.
- Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I.* Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // *B.A. Bolt, R.Amirbekian (Eds) Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction.* Yerevan: IASPERI/IDNDR Publ., 1994. P. 56–78.
- Trifonov V.G., Machette M.N.* The World Map of Major Active Faults Project // *Annali di Geofisica.* 1993. Vol. 36, N 3/4. P. 225–236.
- Trifonov V.G., Makarov V.I., Skobelev S.F.* The Talas-Fergana active right lateral fault // *Ann. Tectonicae. Special Issue.* 1992. Supplement to Vol. 6. P. 224–237.
- Vail P.R., Mitchum R.M.* Global cycles of sea-level change and their role in exploration // *Proc. of the 10<sup>th</sup> Petroleum Congress.* London: Heyden; Philadelphia: Rheine, 1980. Vol. 2. P. 95–104.
- Vidal N., Alvares-Marrón J., Klaeschen D.* The structure of the African-Anatolia plate boundary in the eastern Mediterranean // *Tectonics.* 2000. Vol. 19. P. 723–739.
- Vidal N., Klaeschen D., Kopf A., von Huene R., Krashennnikov V.A.* Seismic images from south-east of Cyprus to the Syrian coast // *J.K. Hall, V.A. Krashennnikov, F. Hirsch, Ch.Benjimini, A.Flexer (Eds) Geological Framework of the Levant.* Vol. 2: The Levantine Basin and Israel, pt 3: The Levantine Basin. Jerusalem: Historical Production-Hall. 2005. P. 41–56.
- Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California // *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System.* Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 1968. Vol. 11. P. 6–20.
- Walley Ch.D.* A braided strike-slip model for the northern continuation of the Dead Sea Fault and its implications for Levantine tectonics // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 145. P. 63–72.
- Walley Ch.D.* Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region // *Tectonophysics.* 1998. Vol. 298, N 1/3. P. 37–62.
- Weinstein Y., Navon O., Altherr R., Stein M.* The role of lithospheric mantle heterogeneity in the generation of Plio-Pleistocene alkali basaltic suites from NW Harrat Ash Shaam (Israel) // *J. Petrol.* 2006. Vol. 47. P. 1017–1050.
- Wellman N.W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // *Geol. Rdsch.* 1966. Bd. 55, N 3. S. 716–735.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1994. Vol. 84. P. 974–1002.
- Westaway R.* Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, N B6. P. 12071–12090.
- Westaway R.* Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 391, N 1/4. P. 203–237.
- Westaway R., Demir T., Seyrek A., Beck A.* Kinematics of active left-lateral faulting in southeast Turkey from offset Pleistocene river gorges; Improved constraint on the rate and history of relative motion between the Turkish and Arabian plates // *J. Geol. Soc. London.* 2006. Vol. 163. P. 149–164.
- Yeats R.S.* Active faults related to folding // *Active tectonics.* Washington, D.C.: Nat. Acad. Press, 1986. P. 63–79.
- Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.* The geology of earthquakes. N.Y.: Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.
- Yilmaz V., Guner Y., Saroglu F.* Geology of the Quaternary volcanic centers of the East Anatolia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. Vol. 85. P. 173–210.
- Yurtmen S., Guillou H., Westaway R., Rowbotham G., Tatar O.* Rate of strike-slip motion on the Amanos Fault (Karasu Valley, southern Turkey) constrained by K-Ar dating and geochemical analysis of Quaternary basalts // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 344, N 3/4. P. 207–246.
- Yürür M.T., Chorowicz J.* Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. Vol. 85. P. 1–15.
- Zak J., Freund R.* Recent strike-slip movements along the Dead Sea rift // *Isr. J. Earth Sci.* 1965. Vol. 15. P. 33–37.
- Zanchi A., Crosta G.B., Darkal A.N.* Paleostress analyses in NW Syria: constraints on the Cenozoic evolution of the northwestern margin of the Arabian plate // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 357. P. 255–278.
- Zilberman E., Amit R., Heimann A., Porat N.* Changes in Holocene Paleoseismic activity in the Hula pull-apart basin, Dead Sea Rift // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 321, N 2. P. 237–252.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

**Приложение 1. Неотектоническая карта Сирии  
и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 — на вкладке**

**Приложение 2. Карта современной геодинамики Сирии  
и соседних территорий. Масштаб 1:1 000 000 — на вкладке**

**Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии  
и её обрамления**

**Часть А.** Каталог исторических землетрясений Сирии и её обрамления (31–39° с.ш.; 34–44° в.д.) с магнитудами  $M_S \geq 5,7$

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
1	2500 г. до н.э.				10	35,25	36,1	6,2	10	
2	2150–1560 гг. до н.э.				11, 27	31,1	35,5	6,8	9	
3	~1365 г. до н.э.				11, 32, 24	36	36	7,3	9	
4	1250				24, 27	32	35,5	6,5		14
5	854 г. до н.э.				23, 24, 35	32,6	35,5	6,6	8	15
6	759 г. до н.э.	10	11		11, 19, 35	33,2	35,7	7,3	11	
7	590 г. до н.э.				30, 24	33,5	35,5	6,8	7–9	
8	525 г. до н.э.				30, 24, 33	33,5	35,0	7,5	9–11	
9	331 г. до н.э.				24, 32	36,1	36,1	6,6	6	20
10	199–198 гг. до н.э.				32	33,7	35,5	6,8	8	
11	184 г. до н.э.				24	36,2	36,3	6,1	8	15
12	148–138 гг. до н.э.	02	21		30, 32	34,5	35,2	7,4	8–10	
13	131 г. до н.э.				33	37,1	36,6	5,7		
14	92 г. до н.э.	02	28		24, 11	35	35	7		20
15	88 г. до н.э.				10, 19	36,5	35,7	7,4		
16	69–64 гг. до н.э.			70 000	24, 19, 29, 30, 11	36,25	36,1	6,8	8–9	
17	37 г. до н.э.	03	23		33, 32	36,25	36,1	6,1		
18	31 г. до н.э.	09	02	30 000	24, 19, 27, 30, 31, 11	32	35,5	6,9	10–11	
19	19 г. н.э.				24, 33	33,6	35	6,5	9–10	15
20	37				33	36,0	36,3	6,2	7–8	15
21	47–48				3, 10	35,7	36,30	6,7	7	20
22	53				31, 32	36,2	36,5	7,0	8	30
23	75				15	38,8	41,3	6,5	10	

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
24	76–82–94				24, 29, 33	36,25	36,10	6,5	7	16
25	97				19	37,3	36,3	6,2	9	
26	115	12	13	260 000	23, 10, 29, 6, 8, 32, 33	35,80	35,10	7,5	8–9	
27	128–130				23, 29, 33	37,30	36,80	6,0	6–7	
28	128–130				30, 32	35,80	35,10	6,1	> 6	20
29	160	10			24, 32	34,7	40,7	6,0	> 6	18
30	220				23, 32	36,30	36,10	6,1		
31	233				23, 32, 33	33,5	36,30	5,7	7	
32	233–242				30, 31	34,5	38,3	7	10	
33	245				29, 32, 33	37,30	36,50	7,6	10	
34	272				29, 23, 32	36,25	36,10	6,1	> 6	
35	290	05	14		23	36,25	36,10	6,1		
36	293	03	06		10	37,06	35,80	7,4		
37	303–304				29, 30, 31, 32	33,80	34,30	7,1	8–10	20
38	306				11, 29, 23, 33	34,12	35,63	7,2	10	
39	315				3	33,80	34,30	6,1		
40	330–332				19, 24	35,1	34,0	6,3	9	14
41	334				24, 29, 33	36,5	36,1	6,8	9	
42	341–342			40 000	29, 10, 32	33,80	35,20	7,0	9	16
43	344–345				29, 33	36,25	36,10	5,7	5–6	
44	348–349				10, 19, 29, 24	36,25	36,10	7,0	8–10	23
45	363	05	18–19		10, 11, 19, 27, 29, 32	31,60	35,40	6,9	8–9	
46	394–396				24, 31, 32, 33	36,3	36,3	6,5	7–8	
47	419				29, 10, 19	36,25	36,10	6,1	7–8	
48	450–457	09			19, 32, 33	34,4	35,8	6,7	7–9	
49	458	09	14	80 000	29, 1, 10, 23, 32	36,2	36,4	7,7	9	20
50	477				33	35,3	35,9	5,7		
51	494				29, 32	35,80	36,30	6,6	8	25
52	499–500				6, 19, 24, 29, 33, 15	38,13	38,63	7,5	8–10	
53	502	08	22		20, 23, 19, 32, 33	33,0	34,80	7,2	8–10	30
54	506				29, 33	33,00	34,80	6,8	9	
55	517–518				23, 33	37,20	35,90	6,1		
56	518	05			23, 33	36,25	36,10	6,1		
57	521				24	36,88	36,60	7,4		40
58	524				23, 33	37,30	36,30	6,1		
59	525	05/04	20/10		29, 23, 33	33,7	35,70	6,6		
60	526	05	20–29	250 000	11, 29, 35, 20, 32	36,2	36,1	7,5	10	
61	528	11	29		29, 20, 32	36,25	36,83	7,5	10–11	
62	531–535				23, 10, 32	35,50	37,20	6,5	8	15
63	551	07	09		29, 23, 10, 32	34,0	35,50	7,2	9–11	28
64	553				32, 33	36,3	36,1	5,7		
65	557	10	19		23, 32	36,1	35,55	6,0		

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
66	565–571				23, 32	36,0	36,20	6,0	7–8	30
67	580–581				19, 29, 33	36,25	36,30	5,7		
68	587–588	09/10	30/31	60 000	19, 29, 33	37,50	36,00	6,9	9	
69	601–602				1, 7, 15, 21	38,7	41,6	6,0	8	
70	628/634	06/09			19, 24	32	35,5	6,3		
71	634				24, 30, 31	36,23	37,17	6,3	8	
72	639				32, 33	36,3	36,1	5,7		
73	658	06			19, 24	32,5	35,5	6,6		28
74	678			170 000	19	38,20	39,50	7,7	10	26
75	710				28	31,7	35,2	6,1		
76	713	02	28		19, 24, 30, 31, 32	35,70	36,30	7,0	9	
77	715–716				23, 33	36,50	37,90	6,0		
78	717	12	24		23, 32, 33	36,25	36,10	6,1		
79	718				33	37,2	38,8	6,1		
80	742				33	37,15	38,80	6,4	8–9	
81	747	01	18		27, 24, 32	32,50	35,60	7,2	9	25
82	748				24, 28	32,4	35,8	6,5		16
83	749	01	25		24	36,5	43,5	7		18
84	757	03	09		30, 31, 32	37,00	35,60	5,7	7	
85	765				28	31,7	35,2	6,1		
86	775				23, 32	36,95	35,58	6,7		
87	791				24, 32, 33	36,2	36,7	6,8		30
88	800–802				3, 19, 24, 15	35,70	38,70	6,1	9	
89	803				29, 30, 31	37,0	35,6	6,0	8	
90	835				19, 24, 30, 31, 32, 33	36,8	36,3	6,1	> 7	
91	846–847				24, 32	34,4	36,3	6,7	7	
92	847	11	24	50 000	29, 10, 32, 35	34,40	36,30	7,5	9–10	35
93	854				24, 30, 31	33,50	36,32	7,0	10–11	
94	860	01			23, 10, 32	35,70	36,40	7,4	9–10	33
95	867				29, 33	36,25	36,10	6,5	9	
96	881	05	16		24, 32	33	35	6,5		15
97	951	09			29, 32, 35	36,20	37,20	6,8	8–9	
98	963	07	22		23, 32, 33	36,60	37,0	6,1		
99	972	10	12		19, 23, 33	36,60	37,00	6,9	9	
100	986	11			24, 30, 31	36,30	43,30	6,6	9	
101	991	04	05		11, 19, 10, 31, 32, 33	33,70	36,40	7,1	9	22
102	995	12	31		6, 24, 33, 15	38,7	40	7,5		
103	1002–1003				24, 32	36,50	36,50	6,8	> 8	
104	1029				23, 32	33,5	36,30	6,1	–	
105	1033	12	05		6, 11, 28, 30, 31	32,5	35,50	7,1	10	
106	1037	12	18		33	37,1	38,8	5,7		
107	1042	08	21/24		11, 23, 30, 31, 33	34,60	38,30	6,9	8–9	
108	1046–1047				30, 31, 32	37,90	40,20	6,0	8–9	

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
109	1047–1054				23, 30, 31	31,9	34,90	6,8	9	
110	1058	12	08		7, 23	35,80	43,60	7,2	9	25
111	1063	08			23, 32	34,40	36,20	6,9	8	32
112	1068	03/04	18/20		11, 24	32	34,3	7,0		16
113	1089				24, 32, 33	34,40	38,30	6,2		
114	1091	09/10	26/06		23, 32	36,35	36,10	7,4	9	
115	1094	04–05			29, 32, 35	35,90	36,30	6,0	6	
116	1104	03	12		15	38,50	38,30	7,2		
117	1109				33	36,50	37,90	6,1		
118	1111				24, 33, 21	38,5	43,4	6,3	9	15
119	1114	11			20, 23, 32	37,30	38,50	7,4	8–10	40
120	1114	11			32	37,30	36,50	7,7	9	40
121	1128				32, 33	33,20	35,20	6,7		
122	1135				23, 32	37,5	38,0	7,0		
123	1137	10/11	19/16	Много	29, 23, 32	33,20	35,20	7,4	10	
124	1138	10	11–26		27, 29, 30, 31, 32, 33	36,3	37,2	6,8	10	
125	1140–1141				23, 32	36,23	37,17	6,1	7	
126	1149				23	35,90	39,00	6,6		30
127	1152	09	27		23, 32	32,60	36,70	5,8	8	12
128	1156	05	10/18		24, 20, 29	34,40	35,80	6,5	9	
129	1157	04	02/04		32	35,50	36,50	6,0	7	22
130	1157	07	13		11, 30, 32	35,20	36,60	6,6	8	25
131	1157	08	12		6, 4, 30, 32	35,40	36,50	7,4	9–10	15
132	1160				27	32,0	35,50	6,1		
133	1170	06	29	80 000	6, 19, 29, 25, 30, 31, 32	35,0	36,30	7,7	9–10	35
134	1182				27, 24, 32	32,6	36,7	6,7		
135	1183–1190	09			23	36,00	36,30	6,1		
136	1202	05	20	1 млн	20, 29, 23, 35, 8, 32	34,1	36,0	7,6	9–11	30
137	1203–1204				23	34,00	36,00	6,1		
138	1205				33	33,70	35,50	6,7	9–10	
139	1212				23, 32	36,20	36,10	6,1		
140	1220	05	20		29, 30, 31	38,70	42,50	7,6	9	
141	1222				23, 32	36,3	37,1	5,9		
142	1225–1236	03	04		30, 31	36,4	43,1	6,0		
143	1246				33, 15, 21	38,4	42,3	6,0	8	
144	1268				24, 29, 30, 31, 32	33,70	35,20	6,8	9	
145	1275	04	14		1, 7, 24, 30, 31, 15, 21	38,8	42,6	6,9	10	
146	1281				33, 15, 21	38,8	42,6	7,4	10–11	
147	1287	03	22		11, 29, 30, 31, 32, 33	33,50	36,32	7,2	8–10	24
148	1290–1292				29, 32	35,15	36,73	6,8	8	
149	1293	01			30, 31	31,5	35,6	6,6		

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
150	1302	08	09		24	31,92	34,85	6,5		
151	1322	01–02			30, 32	33,5	36,3	5,7		
152	1339	01–02			23, 30, 32	34,50	35,80	6,8	8	
153	1344	01	02	5700	16, 30, 31, 32, 35, 15	36,70	37,40	6,9	8–10	30
154	1355–1363				32, 15, 21	38,7	41,6	6,0	9	
155	1403	12	18		32	36,20	37,10	5,7		
156	1404	02	20		30, 31, 32	35,70	36,20	7,4	9	30
157	1404	11–12			30, 31, 32	35,70	36,20	5,7	6	
158	1407	04–05		Много	23, 6, 4, 30, 32, 9	35,7	36,4	7,0	10	
159	1408	12	29		30, 31, 32, 9	35,80	36,10	7,4	9–10	25
160	1441				33, 21	38,6	42,2	5,7	8	10
161	1458	11	12		28	31,0	35,5	6,8		
162	1484	03/04	29/27		30, 31, 32	36,20	36,75	6,4	7	
163	1503				1, 7, 12, 24, 15	37,4	43,8	6,9	9	
164	1513				15, 24, 29	37,5	36,5	7,4		
165	1534				28	31,7	35,2	6,4		
166	1537	01	07		23, 24, 32	35,8	36,3	6,4		20
167	1537	03	08		32, 33	33,5	36,0	5,9	6	
168	1544	01	22		16, 15, 29	33,45	36,30	6,5	9	
169	1546	09	29	300	11, 30, 32	32,0	35,5	7,0		
170	1563	09	13		32	33,5	36,25	5,7	6	
171	1568	10	10		32	35,50	35,50	6,0	8	12
172	1577	01	28		24, 30, 32	35,50	36,50	6,6		
173	1604	03	13		32	33,5	36,0	5,7	> 5	
174	1610	03	07		32, 5	36,2	36,8	5,7	> 6	
175	1616	07	22		24, 15, 5	34,50	34,00	6,9	8–9	
176	1626	01	21		32, 5	36,50	37,10	7,3	9	20
177	1646/1648	04/03	07/02		1, 6, 7, 19, 21, 15, 29, 33	38,3	43,7	7,1	10	
178	1656	02			11, 30, 32, 33	34,60	36,40	6,6	8–10	
179	1666	09	22		2, 32, 15, 12	37,0	43,0	6,9	9	35
180	1669	01	04		15, 21	38,7	42,4	6,0	8	
181	1670	08	01		16	34,40	35,80	6,5	8	
182	1682	05	19		15	38,7	42,4	6,0	8	
183	1685	11	22		15, 21, 24, 1, 12, 7, 29	39,0	41,0	6,7	8	
184	1691				15	38,6	40	6,0	8	
185	1693				24, 15, 32	36,5	41,9	6,7	8–9	15
186	1696	06	10		15, 21	38,4	42,1	6,5	9	
187	1701	03	07		33	38,5	43,4	6,1		
188	1703	03	15		15, 21, 33	38,7	42,4	5,7	7–8	10
189	1704	01	27		1, 7, 24, 15, 21	38,5	42,0	6,7	9	
190	1705	11	24		30, 31, 32	33,70	36,60	6,9	8	35

Часть А. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
191	1708				15	38,7	41,6	6,0	8	
192	1714				24, 33	38,7	35,5	5,8		15
193	1715	03	08		15, 21, 24, 1, 7, 33	38,4	43,9	6,6	9	16
194	1717	06	07		30, 31, 33	38,7	35,5	6,1	8-9	
195	1719	03		100	30, 33, 23	36,50	36,9	6,4	> 7	20
196	1726	04	15		23, 32, 33	36,30	36,60	6,1	8	15
197	1735	12			24, 33	35,0	34,0	6,5		24
198	1738	09	25		32	36,70	36,50	6,2	8	10
199	1752	07	21		32, 33	35,20	35,30	6,8	> 7	
200	1753	12	18		30, 31	33,5	36,0	5,7	7	
201	1754	08	31		30, 31	33,5	36,0	5,9	8	
202	1759	01	12		15	38,3	38,3	6,5	9	
203	1759	02	17		32, 29, 35	36,20	37,10	6,6	8	
204	1759	10	30	30 000	30, 32, 4	33,10	35,60	6,6	8-9	20
205	1759	11	25	40 000	6, 11, 16, 23, 18, 4, 34, 35	33,70	36,10	7,4	9-10	30
206	1760	01			29, 30	36,2	36,8	6,4	8	
207	1765				30, 33, 5	34,50	36,35	6,4		
208	1779	06	08		23, 5	36,20	37,10	5,7		
209	1781				24, 15	36,5	43,0	6,9	9-10	14
210	1783	07	20		24, 30, 33	35,6	36,40	6,5		
211	1789	05	29		24, 1, 6, 15, 29	39,0	40,0	7,0	8	
212	1796	04	26	1500	29, 32, 5, 30, 4	35,30	36,30	6,8	8-9	20
213	1802				23, 32	34,0	36,20	6,2	8-9	20
214	1822	08	13	30 000-60 000	11, 32, 2, 30, 31, 34	36,10	36,75	7,0	9	18
215	1822	09	05		31, 32	36,10	36,75	5,7	7	
216	1831	02	22		23, 32, 33	36,20	37,10	5,7	> 5	
217	1834	05	23		11, 24, 27	31,30	35,60	6,7		22
218	1835	08	23		24, 33	38,3	35,5	6,1		18
219	1837	01	01	7000	11, 32, 35	33,0	35,50	7,1	8-9	
220	1845-1847				32, 33	36,60	36,10	5,7		
221	1850	02	12		30, 32, 33	34,00	35,50	5,7		
222	1854				23, 30, 32	35,2	35,30	5,7		
223	1857	04	09		27, 29	38,4	42,1	6,7	9	
224	1859	01	24		30, 32	34,70	35,25	5,7		
225	1866	06	20		1, 7, 24, 15, 33, 34	38,5	40,9	6,8	9	
226	1866	07	20		21, 33, 34	38,4	39,4	6,1	8	15
227	1871	03	17		1, 7, 21, 24, 15	38,0	43,0	6,7		
228	1872	04	03	1800	11, 23, 31, 32, 4, 2	36,2	36,50	7,2	9-10	10
229	1872	05	15		33	36,2	36,1	5,7		
230	1873	02	14		11, 24, 30	33,4	35,0	6,2		32
231	1874	05	03		24, 6, 15, 33, 36, 34	38,5	39,5	7,1		14

Часть А. Окончание

№ п/п	Год	Месяц	День	Число погибших	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_S$	$I_0$	$H$
232	1875	03	03/27		11, 15, 34, 21, 33, 36	38,5	39,5	6,7	9	
233	1881	05	30		21, 15, 29	38,5	43,3	6,8	9	
234	1881	06	07		21, 24	38,6	42,8	6,3		16
235	1884	02	10		12, 24, 15, 33	37,5	42,5	6,9	8	
236	1884	06	06		36, 32	36,30	37,20	5,7	> 5	
237	1893	03	12/31		6, 34, 24, 15, 27, 33	38,10	38,40	7,1	9	21
238	1894	05	14		24	36,60	35,60	6,1		30
239	1900	01	05		3, 24	34,00	34,00	6,0	> 4	13

\* См. Приложение 3, часть С.

Примечание. Тире в столбцах «Год», «Месяц», «День» означает интервал неопределенности времени в сообщениях источников. Косая линия в тех же столбцах — оценка «или/или» по сообщениям разных источников; в этих случаях порядок написания соответствует порядку источников в столбце «Ссылка на источник».

Часть В. Каталог инструментальных землетрясений Сирии и её обрамления (31-39° с.ш.; 34-44° в.д.) с магнитудами  $M_S \geq 5$  с 1900 г. по март 2010 г.

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_r^{**}$	$I_0$	$H$
1	1900	01	05	0:55	3, 24	34,0	34,0	6,0		13
2	1900	11	10	16:23	24	38,08	38,72	5,4		
3	1901	01	10		24	38,02	37,13	5,5		
4	1903	03	29	22:30	28	32,20	35,5	5,7	8	10
5	1903	04	28	23:39	1, 7, 24, 22	39,1	42,6	7,0		20
6	1903	08	06	03:49	22	39,5	42,4	5,8		
7	1905	12	04	07:04	6, 24	38,12	38,63	6,8	9	18
8	1905	12	04	09:40	24, 22, 30	38,0	38,3	5,8		
9	1905	12	04	12:20	24	39,0	39,0	5,6		
10	1907	03	29	10:00	17, 26	38,4	42,1	5,3		33
11	1907	06	03	06:46	17, 24	38,7	41,5	5,0		33
12	1907	07	22	17:40	14	33,71	35,41	5,2		10
13	1908	02	02		17	37,6	34,5	5,3		33
14	1908	02	17	03:00	24, 22, 29	37,4	35,8	6,0	8	33
15	1908	09	28	06:28	24, 21	38,5	39,2	6,1	6	32
16	1908	10	30	11:00	17, 24	37,6	36,8	5,4		
17	1909	02	16	14:14	24, 22, 29	39,0	37,0	5,7	7	
18	1909	03	05	12:16	24	39,0	40,0	5,3		
19	1910	07	10	19:24	14	33,82	35,93	5,0		10
20	1914	03	07	19:10	22	38,5	42,2	6,1		
21	1915	02	14	08:20	17, 24	38,8	42,5	5,6		33
22	1915	02	28	12:47	17, 24	37,7	43,1	5,3		33
23	1915	05	19	04:48	17, 24	37,62	39,47	5,4		10
24	1915	12	25	06:06	17, 24	36,47	36,14	5,4		10

Часть В. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_r^{**}$	$I_0$	$H$
25	1918	04	25	02:22	17, 24, 22	34,5	41,8	5,7		33
26	1918	09	29	12:07	3, 17, 24, 30	35,2	34,7	6,5		10
27	1919	05	12	22:30	7, 24, 21	36,19	44,0	5,7		
28	1919	08	19	20:17	17, 24	35,2	34,7	5,4		33
29	1919	08	31	02:32	17, 24	34,5	41,8	5,3		33
30	1921	10	05	19:09	17	36,4	35,2	5,5		33
31	1922	02	01	16:52	17, 24	38,0	37,0	5,3		33
32	1922	04	02		14	34,73	34,8	5,5		10
33	1924	02	18	17:03	30	35,2	34,7	6,0		
34	1924	02	27	20:24	29, 30, 14	32,7	36,2	5,7	7	10
35	1924	09	10	11:59	22	37,0	34,3	5,9		30
36	1926	03	17	13:20	17, 24	37,0	35,0	5,5		33
37	1927	07	11	13:03	6, 24, 22, 30	32,1	35,4	6,0		12
38	1927	12	12	20:26	14	34,5	34,0	5,1		10
39	1928	02	22	17:50	14	32,0	35,5	5,0		10
40	1929	05	25	06:46	24	39,0	37,5	5,5		
41	1930	04	03	12:08	17, 24	32,5	43,7	5,3		
42	1931	05	06	20:22	17, 24	38,24	39,15	5,0		40
43	1931	10	13	07:36	17, 24	35,6	43,2	5,0		
44	1932	12	26	19:03	17, 24	36,9	34,73	5,2		60
45	1933	09	25	09:46	17, 24	37,0	35,5	5,0		33
46	1934	11	12	07:19	24, 22, 21	38,54	41,0	5,9		40
47	1934	11	27		17, 24, 15	37,9	40,2	6,3	8-9	20
48	1934	12	15		17, 24, 22	38,9	40,5	5,8		33
49	1936	02	02	17:08	17, 24	37,5	38,0	5,0		
50	1936	03	24	19:46	24	39,0	42,0	6,0	8	20
51	1936	06	14	17:01	24	36,5	36,0	5,5		
52	1940	02	21	0:50	24	38,45	35,4	5,3		33
53	1940	07	24	22:15	29, 30, 14	34,55	34,1	5,7	7-8	
54	1940	12	20	05:18	17, 24, 22	38,7	38,6	5,9	8	
55	1941	01	20	03:37	3, 17, 24, 30	35,0	34,4	6,3	8-9	
56	1941	12	02	05:22	17, 24	37,5	41,0	5,1		33
57	1944	04	05	06:51	24	37,5	42,5	5,2		33
58	1944	06	28	02:15	17, 24	37,5	35,0	5,2		33
59	1944	07	17	10:53	17, 24, 22	35,9	42,6	5,9		80
60	1945	01	15	05:30	24, 26	38,4	44,0	5,1		32
61	1945	03	20	07:58	17, 24, 22, 29	37,1	35,7	6,0	8	10
62	1945	09	01		24, 30, 21	39,0	43,3	5,8	7-8	15
63	1945	11	20	06:27	17, 24	38,63	43,33	5,5		10
64	1947	04	19	17:39	17, 24	37,8	43,31	5,0		40
65	1947	12	09	23:40	24	36,52	34,34	5,2		10
66	1948	08	18	19:06	17, 24	38,9	39,4	5,0		10
67	1949	04	25	23:09	17, 24	38,27	38,99	5,3		80

Часть В. Продолжение

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_r^{**}$	$I_0$	$H$
68	1950	11	08	10:07	17, 24	38,3	39,1	5,2		33
69	1951	04	08	21:38	17, 24, 22, 29	36,58	35,85	5,8	8	
70	1951	08	05	12:15	14	34,33	36,07	5,0		10
71	1952	09	03	13:48	26	39,0	43,0	5,5		12
72	1952	10	22	17:00	17, 24	37,25	35,65	5,6		70
73	1953	03	24	21:17	17, 24	37,02	37,0	5,2		10
74	1956	03	16	19:32	27, 29, 30	33,6	35,6	6,0		16
75	1956	12	18	17:53	30, 14	31,47	35,49	5,6		10
76	1957	11	03	09:56	14	32,5	35,92	5,5		10
77	1960	02	21	09:29	26	38,0	42,0	5,5		
78	1961	06	01	16:31	17, 24	37,65	36,76	5,0		40
79	1964	06	14	12:15	27, 17, 24, 29	38,10	38,50	6,0		10
80	1966	04	27	19:48	27, 17, 24, 26	38,14	42,52	5,1		28
81	1966	08	19	13:54	27, 24	38,99	41,77	5,2		30
82	1967	04	07	18:33	27	37,345	36,175	5,0		33
83	1968	08	10	04:27	27	36,872	43,023	5,0		29
84	1970	10	08	02:45	14	31,39	35,51	5,0		10
85	1971	05	22	16:43	6, 13, 27, 17, 24, 15	38,85	40,52	6,8	8-9	20
86	1971	06	29	09:08	27, 24	37,12	36,84	5,3		35
87	1971	07	01	12:13	27, 17	36,37	43,27	5,0		16
88	1971	07	11	20:12	13, 27, 24	37,17	36,8	5,6		16
89	1971	08	17	04:29	27	37,099	36,819	5,0		33
90	1972	06	08	09:39	24	34,9	43,3	5,8		
91	1972	07	16	02:46	17, 24	38,23	43,36	5,0		46
92	1973	08	30	07:37	17, 24, 26	37,9	42,8	5,2		
93	1975	09	06	09:20	6, 27, 24, 17	38,5	40,723	6,7	8-9	26
94	1975	09	06	10:13	27	38,539	40,589	5,1		33
95	1975	09	06	10:52	27, 24	38,43	40,82	5,1		33
96	1976	01	12	22:41	27	38,593	43,135	5,0		36
97	1976	09	05	22:07	27, 24	38,3	40,9	5,0		20
98	1976	11	24	12:30	24	38,9	43,9	5,0		
99	1977	03	25	02:39	27	38,562	40,024	5,2		21
100	1978	12	04	03:12	27	38,07	37,468	5,1		10
101	1979	04	23	13:01	27, 14	31,244	35,461	5,1		10
102	1979	09	12	16:14	27	38,662	39,803	5,0		10
103	1979	12	28	03:09	27	37,47	35,847	5,1		41
104	1980	07	11	12:33	27	38,425	40,897	5,0		10
105	1981	01	20	08:27	27	38,079	38,473	5,1		10
106	1984	08	24	06:02	27, 14	32,7	35,1	5,1		20
107	1984	12	03	07:38	27, 26	37,9	43,2	5,5		35
108	1986	05	05	03:35	27, 17, 24	38,00	37,80	5,9		8
109	1986	06	06	10:39	27, 17, 24	38,01	37,91	5,7		10
110	1986	08	03	01:33	27	37,20	37,30	5,0		12

Часть В. Окончание

№ п/п	Год	Месяц	День	Ч:мин	Ссылка на источник*	φ, с.ш.	λ, в.д.	$M_r^{**}$	$I_0$	$H$
111	1988	06	25	16:15	27, 17, 24, 26	38,48	43,03	5,3		28
112	1991	04	10	01:08	27	37,359	36,221	5,2		10
113	1992	05	07	19:15	27	38,698	40,143	5,0		18
114	1993	03	22	11:03	27	34,697	34,402	5,4		32
115	1994	01	03	21:00	27	37,002	35,842	5,0		26
116	1994	09	17	02:24	27	37,885	41,584	5,1		9
117	1994	11	20	14:31	27	35,335	39,557	5,1		28
118	1994	12	18	16:38	27	35,277	39,745	5,0		10
119	1996	12	24	22:16	27	34,294	38,294	5,5		29
120	1997	01	22	17:57	27	36,25	35,951	5,7		10
121	1997	01	22	18:24	27	36,239	35,922	5,2		10
122	1997	01	22	18:27	27	36,275	35,997	5,3		10
123	1997	03	26	04:22	27	33,386	35,452	5,0		10
124	1997	03	26	13:20	27	33,738	35,464	5,0		10
125	1998	05	09	15:38	27	38,278	38,988	5,1		10
126	1998	06	27	13:55	27	36,878	35,307	6,3		33
127	1998	07	04	02:15	27	36,874	35,321	5,4		33
128	2000	11	15	15:05	27	38,397	42,922	5,6		65
129	2001	06	25	13:28	27	37,238	36,206	5,5		5
130	2001	10	31	12:33	27	37,249	36,136	5,1		10
131	2002	12	14	01:02	27	37,53	36,24	5,2		10
132	2003	07	13	01:48	27	38,288	38,963	5,6		10
133	2004	02	11	08:15	27	31,675	35,551	5,3		27
134	2004	08	11	15:48	27	38,377	39,261	5,7		7
135	2005	01	25	16:44	27	37,622	43,703	5,9		41
136	2005	11	26	15:56	27	38,26	38,814	5,1		8
137	2006	03	29	22:05	27	35,252	35,427	5,0		27
138	2007	02	09	02:22	27	38,39	39,043	5,5		3
139	2007	02	21	11:05	27	38,318	39,275	5,7		6
140	2008	02	15	10:36	27	33,327	35,305	5,1		10
141	2008	09	03	02:22	27	37,507	38,503	5,0		6
142	2008	11	12	14:03	27	38,841	35,524	5,1		10
143	2009	06	17	04:29	27	36,047	36,02	5,0		10
144	2009	07	18	20:32	27	35,888	43,353	5,3		26
145	2010	03	08	02:32	27	38,864	39,986	6,1		12
146	2010	03	08	07:47	27	38,709	40,051	5,6		10
147	2010	03	08	10:14	27	38,828	40,119	5,2		5
148	2010	03	08	11:12	27	38,776	40,143	5,3		5
149	2010	03	24	14:11	27	38,821	40,138	5,1		4

\* См. Приложение 3, часть С.

\*\*  $M_r$  — тип магнитуды, указанный источником информации.

Часть С. Список источников, использованных для составления Каталога землетрясений Сирии и её обрамления

1	<i>Ambraseys N.N.</i> Engineering seismology // Earthquake engineering and structural dynamics. 1988. Vol. 17, N 3. P. 1–105.
2	<i>Ambraseys N.N.</i> Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. 1989. Vol. 96. P. 311–331.
3	<i>Ambraseys N.N.</i> Reappraisal of the seismic activity in Cyprus: 1894–1991 // Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata. 1992. Vol. 34, N 133. P. 41–80.
4	<i>Ambraseys N.N., Barazangi M.</i> The 1759 earthquake in the Bekaa Valley; implication for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 4007–4013.
5	<i>Ambraseys N.N., Finkel C.</i> The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review (1500–1800). Istanbul: Muhittin Salih EREN Publ., 1995. 240 p.
6	<i>Ambraseys N.N., Jackson J.A.</i> Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region // Geophys. J. Intern. 1998. Vol. 133, N 2. P. 390–406.
7	<i>Ambraseys N.N., Melville C.P.</i> A history of Persian earthquakes. N.Y.: Cambridge University Press, 1982. 219 p.
8	<i>Ambraseys N.N., Melville C.P.</i> An analysis of the Eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202 / W.Lee (ed.) Historical Seismograms and Earthquakes of the World. San Diego: Academic Press, 1988. P. 181–200.
9	<i>Ambraseys N.N., Melville C.P.</i> Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria // Ann. Geophys. 1995. Vol. 38, N 3/4. P. 337–343.
10	Archaeoseismology / S.Stiros, R.E. Jones (Eds). Athens: I.G.M.E. and the British school at Athens, 1996. Fitch Lab. Occasional paper 7. 268 p.
11	<i>Ben-Menahem A.</i> Four Thousand Years of Seismicity Along the Dead Sea Rift // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96, N B2. P. 20195–20216.
12	<i>Berberian M.</i> Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. Vol. 1: Historical hazards in Iran prior to 1900. Tehran: UNESCO: International Institute of Earthquake Engineers and Seismology, 1994. 604 p.
13	Catalog of earthquakes by the Harvard Univ. <a href="http://www.seismology.Harvard.edu/">http://www.seismology.Harvard.edu/</a>
14	Catalog of earthquakes in Israel
15	Catalogs of earthquakes, compiled by A.S. Karakhanian // Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Dordrecht: Kluwer, 1997. 545 p.
16	<i>El Hakeem K., Anwar Al Imam M.</i> Historical seismicity in Syria // Syrian J. Geol. Sci. 1988. N 2 (Geol. Soc. of Syria). 7 p.
17	GSHAP catalog. India and adjoining areas. National Geophysical Data Center. <a href="http://www.ngdc.noaa.gov">http://www.ngdc.noaa.gov</a>
18	<i>Gomez F., Meghraoui M., Darkal A.N., Hijazi F., Mouty M., Suleiman Y., Sbeinati R., Darawcheh R., Al-Ghazzi R., Barazangi M.</i> Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 153, N 3. P. 658–674.
19	<i>Guidoboni E., Comastri A., Traina G.</i> Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10 <sup>th</sup> century. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica, 1994. 504 p.
20	<i>Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M.</i> Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // Tectonophysics. 2008. Vol. 453. P. 122–147.
21	<i>Karapetyan N.K.</i> Mechanism of earthquake origin in the Armenian Highland. Yerevan: Publ. of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1986. 228 p.; Seismodynamics and mechanism of earthquake origin in the Armenian Highland. Yerevan: Publ. of the Armenian SSR Academy of Sciences, 1990. 264 p.
22	<i>Karnik V.</i> Seismicity of the European area. Prague: Acad. publ. house of the Czechosl. Acad. of Sci., 1968. Pt 1: 364 p.; Pt 2: 218 p.
23	<i>Kondorskaya N.V., Shebalin N.V.</i> (Eds) New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977. Boulder, CO: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA, 1982. 608 p.
24	<i>Kondorskaya N.V., Ulomov V.I.</i> (Eds) Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). Zurich: Global Seismic Hazard Assessment Program, 1995. 300 p. <a href="http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt">http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt</a>

Приложение 3. Каталог сильных и ощутимых землетрясений Сирии и её обрамления

25	<i>Meghraoui M., Gomez F., Sbeinati R., Van der Woerd J., Mouty M., Darkal A.N., Radwan Y., Layyous I., Al Najjar H., Darawcheh R., Hijazi F., Al-Ghazzi R., Barazangi M.</i> Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria // <i>Earth Planet. Sci Let.</i> 2003. Vol. 210. P. 35–52.
26	<i>Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E.</i> Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994. 450 p.
27	National Earthquake Information Center. Earthquake data base (NEIC, NOAA, PRE, PRE-Q, NEIS, Advanced national seismic system ANSS). Golden, CO: National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey, 2010; <a href="http://neic.usgs.gov/">http://neic.usgs.gov/</a>
28	<i>Nur A.</i> And the walls came tumbling down // <i>New Scientist.</i> 1991. Vol. 6. P. 45–48.
29	<i>Papazachos B., Papazachou C.</i> The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997. 304 p.
30	<i>Plassard J., Kogoj B.</i> Sismisité du Liban: catalogue des séismes ressentis (3 <sup>rd</sup> edition) // Collection des Annales-Mémoires de l'Observatoire de Ksara. T. 4: Seismologie, cahier 1: Liban. Beyrouth: Conseil National Libanais de la Recherche Scientifique, 1981. 67 p.
31	<i>Poirer J.P., Taher M.A.</i> Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VII–XVIII centuries) // <i>Bull. Seism. Soc. Amer.</i> 1980. Vol. 70, N 6. P. 2185–2201.
32	<i>Sbeinati M.R., Darawcheh R., Mouty M.</i> The historical earthquakes of Syria: an analysis of large and moderate earthquakes from 1365 BC to 1900 AD // <i>Ann. Geophys.</i> 2005. Vol. 48, N 3. P. 347–435.
33	<i>Soysal H., Sipahioğlu U.S., Kolcak D., Altdiok Y.</i> Türkiye ve çevresini tabiişel deşim katalogu. Türkiye bilimşel ve teknik araştırma kurumu matematik-fiziki ve biolojik bilimler araştırma grubu. Projeko: TMG 341, 1997. 32 p.
34	<i>Taymaz T., Eyidogan H., Jacsib J.</i> Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey) // <i>Geophys. J. Intern.</i> 1991. Vol. 106, N 3. P. 537–550.
35	<i>Tiedemann H.</i> Catalogue of earthquakes and volcanic eruptions. Zurich: Swiss Reinsurance, 1991. 94 p.
36	<i>Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.</i> The geology of earthquakes. N.Y.; Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. 568 p.

Научное издание

Трифонов Владимир Георгиевич, Додонов Андрей Евгеньевич, Бачманов Дмитрий Михайлович,  
Иванова Тамара Петровна, Караханян Аркадий Степанович и др.

## Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии

Редактор *И.М. Ерофеева*

Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 31.07.12

Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м<sup>2</sup>

Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.

Уч.-изд. 35 л. Усл.-печ. 32,5 л. (в т.ч. 1,5 л. цв. вклейки + 4 л. цв. вкладки)

Тираж 300 экз.

Тип. зак. № \_\_\_\_\_, Москва

Издательство ГЕОС

Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.

109017, Москва, Пыжевский пер., 7.

125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.

Тел.: (495) 959-35-16

Факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14

e-mail: geos@ginras.ru