

УДК 550.348.096.64

Степаненко Н.Я., Карданец В.Ю.

**Макросейсмическая основа прогноза сейсмической опасности на территории Республики Молдовы. Карпатские землетрясения 1738 и 1790 гг.**

**Abstract**

*The article provides the macroseismic data of Carpathian earthquakes historically observed on the Republic of Moldova territory during the XVIII century: June 11th, 1738 and April 6th, 1790. The results have been used to build up the macroseismical maps.*

**Rezumat**

*Articolul conține datele macroseismice pentru cutremurile puternice carpatiene, care s-au manifestat pe teritoriul Republicii Moldova în secolul XVIII: 11 iunie 1738 și 6 aprilie 1790. Rezultatele sunt prezentate în forma de hărți macroseismice.*

**Резюме**

*В статье представлены макросейсмические данные сильных карпатских землетрясений XVIII века, проявившихся на территории Республики Молдовы: 11 июня 1738 г. и 6 апреля 1790 г. На их основе построены карты изосейст.*

Территория Республики Молдова является составной частью Карпатской сейсмической зоны, которая является отдельной активной зоной альпийского орогенного пояса внутри Европейского сеймотектонического региона, связанного с взаимодействием Евразийской и Африканской литосферных плит.

Сейсмичность Карпатского региона условно подразделяется на коровую, с очагами землетрясений на глубине 0 – 40 км (чаще 5 – 15 км), и подкоровую, с очагами промежуточной глубины обычно 80 – 170 км (чаще 90 – 140 км).

Неглубокие очаги слабых землетрясений рассеяны по всей территории Карпатского региона, включая Молдову. Их глубина не превышает мощности земной коры, а энергия очень мала, у самых сильных из них магнитуда по шкале Рихтера не превышает 4,5 – 5,2.

Главнейшей и опаснейшей особенностью сейсмичности Карпатского региона является его подкоровая сейсмичность в области Вранча. Эпицентры вранчских очагов сосредоточены в пределах небольшой площади, менее одного географического градуса, и расположены на стыке складчатых сооружений Восточных и Южных Карпат с Предкарпатским прогибом.

Энергия, выделяющаяся в очагах промежуточных землетрясении области Вранча, огромна, и она распространяется не в нарушенных верхних слоях литосферы, а в однородной мантии Земли. Поэтому сильнейшие землетрясения, происходящие по несколько раз в столетие, ощущаются с большой интенсивностью (в эпицентре до 8 – 9 баллов) не только на территории Румынии, но и

распространяются на большие расстояния, охватывая часть Восточной и Центральной Европы: Молдавию, Украину, Россию, Болгарию, Венгрию, Польшу, Чехию, Словакию, Сербию, Македонию, Грецию и Турцию. Ощутимость же их к востоку от эпицентра достигает Кавказа, Киева, Москвы и даже Петербурга.

Карпатские землетрясения изучались издавна, сведения о них приводились во многих летописях и публикациях. Каждое столетие отмечается, как правило, двумя-тремя землетрясениями, по силе своей близкими к максимально возможным в данной очаговой зоне. Однако среди известных сильных и умеренных землетрясений Карпат далеко не все имеют макросейсмическую характеристику, соответствующую современным требованиям и возможностям. К таким землетрясениям относятся, в частности, события 26 ноября 1829 г., 23 января 1838 г. Сведения о них содержатся в разной степени в известных каталогах и сводках, однако специального внимания исследователей эти сейсмические события не привлекали. Поэтому они остались слабо и неточно охарактеризованными в отношении макросейсмических проявлений, основных параметров очагов и сеймотектонических условий их возникновения.

В настоящее время актуальным является получение обоснованных и надёжных оценок сейсмических проявлений сильнейших исторических карпатских землетрясений в Молдове и на территории смежных государств, что необходимо как для решения задач оценки сейсмической опасности, так и для определения безопасности особо ответственных объектов и сооружений в республике. Не располагая данными о сильных землетрясениях прошлого, невозможно правильно определить сейсмическую опасность.

Для сейсмологов и геологов, которые изучают землетрясения, ставя перед собой разные цели и задачи, одинаково важен каждый сейсмический толчок. Б.Б. Голицын, один из основателей российской сейсмологии, сравнил землетрясение с фонарём, который освещает недра: «Можно уподобить всякое землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть, что там происходит. Свет от этого фонаря пока ещё очень тусклый, но не подлежит сомнению, что со временем он станет гораздо ярче и позволит нам разобраться в этих сложных явлениях природы». Однако в случае сильнейшего землетрясения этот фонарь, по выражению известного сейсмолога Н.В. Шебалина, превращается в испепеляющий факел, природу которого важно познать. Поэтому каждое крупное землетрясение необходимо как можно более подробно исследовать.

При рассмотрении сейсмического режима вранчской зоны подтверждено, что временная последовательность больших землетрясений в этой области достаточно хорошо описывается пуассоновским потоком случайных взаимно независимых событий. Это не открывает перспектив для построения простого статистического алгоритма прогноза крупных событий на основании учёта прошлой их последовательности. Тем не менее, анализ этой последовательности путем построения кумулятивной функции сейсмических моментов землетрясений даёт основание для некоторых выводов относительно ожидаемого поведения сейсмичности в ближайшем будущем.

В работе Друмя, Устиновой, Щукина [1] приводятся исторические сведения о землетрясениях на территории Молдовы за период 1000 – 1940 гг. Составлены

таблицы по макросейсмическим данным для землетрясений 1790 – 1940 гг. и проведены линии изосейст.

Для пополнения и уточнения макросейсмических данных об исторических землетрясениях Карпатской зоны в Опытно-методической партии Института геофизики и геологии АН МССР был собран большой фактический материал за 1091 – 1940 гг. из архивов и библиотек и составлен макросейсмический каталог [2].

Мы дополнили имеющиеся макросейсмические данные и продолжили работу по накоплению материала за последующий после 1940 г. период с целью создания каталога макросейсмических данных в электронном виде. Эти материалы послужили основой для составления Атласа карт изосейст землетрясений, ощущавшихся на территории Молдовы с 1738 по 2009 гг. [3]. В качестве исходных данных использовались также инструментальные данные о положении эпицентра, глубине очага, магнитуде, механизме очага, геологические данные о районе залегания очага.

Макросейсмические данные взяты в основном из соответствующих публикаций, в некоторых случаях использовались данные из различных каталогов.

Так как карпатские землетрясения вызывают разрушения на территории многих стран Европы, данные об интенсивности сотрясений собирались специалистами многих стран, пользовавшихся разными шкалами для своих оценок. Так, например, 6 баллов шкалы Росси-Фореля соответствуют 5 баллам шкалы ГОСТ 6249-52. Учитывая возможные сдвиги в применении макросейсмических шкал, макросейсмические данные пересматривались с единых позиций, с тем, чтобы оценки балльности по возможности соответствовали градациям шкалы MSK-1964 и её модификации EMS-98. Поэтому для некоторых старых землетрясений при сохранении общей конфигурации изосейст можно заметить существенное изменение балльности. Когда для одного землетрясения были известны одна или несколько карт изосейст, все опубликованные данные рассматривались совместно. Во многих случаях авторами были найдены дополнительные макросейсмические данные. В особенности это относится к далёким изосейстам сильных землетрясений, которые не строились авторами обследований, хотя они представляют не меньший интерес, чем изосейсты ближней зоны.

Печатные издания с описанием макросейсмических сведений, относящихся к сильнейшим землетрясениям XIX века, стали библиографической редкостью и почти недоступны широкому кругу сейсмологов и геофизиков. В связи с этим мы сочли целесообразным процитировать макросейсмические описания по первичным изданиям.

При обработке статистического материала землетрясения до 1738 года в расчёт не приняты.

Для проверки и уточнения основных параметров сейсмических событий прошлого, мы обратились к землетрясениям XVIII века: 11 июня 1738 г. и 6 апреля 1790 г. В таблице 1 приводятся параметры этих землетрясений по данным основных каталогов Карпатских землетрясений [4-8].

Из таблицы 1 видно, что эпицентр землетрясения привязан к условной средней точке зоны Вранча. Глубина имеет промежуточное значение. Балльность в эпицентре и величина магнитуды различаются у разных авторов. Наиболее полная и достоверная информация приведена в «Новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР» [5].

Таблица 1

## Основные параметры землетрясений 1738 и 1790 гг.

Дата	Время	Эпицентр	Интенсивность в эпицентре	Глубина очага	Магнитуда	Источники
	<i>ч м с</i>	<i>N Lat E Long</i>	<i>I<sub>o</sub></i>	<i>H, км</i>	<i>M<sub>s</sub> (M<sub>w</sub>)</i>	
11.06 1738	11-12	45,8 26,6	8,5	150	7	[4]
	10 00 ±1ч	(45,7 26,6)±0,5	8-9±1	(150) 75-200	7,0±0,5	[5]
	10 11	45,7 26,6	V111-IX	i	6,9	[6]
	10 00	45,7 26,6	8,5	i	7,5	[7]
	10 00	45,7 26,6	8,5	130	7,7(w)	[8]
06.04 1790	21 29	45,8 26,6	8	150	6,7	[4]
	19 29 ±10 м	45,7 26,6±0,5	8±1	(150) 75-200	6,9±0,5	[5]
	19 29	45,7 26,6	V111	i	6,7	[6]
	19 29	45,7 26,6	8	i	6,8	[7]
	19 29	45,7 26,6	8	150	7,1(w)	[8]

Землетрясение 11 июня 1738 г. сопровождалось афтершоками в течение месяца. В истории Молдовы его называют страшным и ужасным, когда рушились дымоходы и колокола звонили сами, и говорили старцы, что не помнят такого сильного землетрясения. Тогда развалилась старая башня монастыря Голия в Яссах, а другие монастыри получили повреждения, и большинство домов было разрушено. В Бухаресте рухнула башня господарского двора, разрушено большое количество домов и церквей. Обвалились здания в Бузэу, Брашове, в Бакэу разрушена до основания церковь Соломон. Сильно ощущалось в пунктах Фокшаны, Сфынтул-Георге, Сибиу. В Валений-де-Мунте трёх женщин поглотила одна из трещин, образовавшихся в земной коре. Реки вышли из берегов, было наводнение. Имеются данные, что в Яссах разрушено 11 монастырей, развалилась башня, причём погибли строившие её каменщики. Треснул монастырь Флорешть уезда Тутова и колокольня. Была разрушена церковь монастыря Рэкитоаса.

Наблюдалось землетрясение в Львове, Каменце-Подольском, Станиславе. Наиболее удалённый пункт к востоку – село Кривая Руда Полтавской области.

В двух рукописных книгах из Центральной научной библиотеки АН Украины имеются сведения о землетрясении в Киеве в 1738 году.

Следующее сильное землетрясение произошло 6 апреля 1790 г. и сопровождалось афтершоками в течение нескольких суток. Оно вызвало сотрясения в Галиции, Трансильвании, Молдавии и Валахии. Область ощущаемости простирается от Брод и Житомира на севере до Киева, Херсона и Крыма на востоке. На юго-западе ощущалось южнее Германштадта и в Шупанецке в округе Банат. В Бухаресте разрушен один дом, повреждено много зданий, продолжалось 11-14 секунд. Отмечены колебания в Яссах, Романе и Крайове. Большие разрушения в Трансильвании: в Бодэ колокольни и церкви были разрушены, и в Брашове церковь получила трещины.

В Кишинёве, Бендерах появились трещины в зданиях, отпадала штукатурка, были трещины в печах. В Бельцах упали дымовые трубы, появились трещины в стенах, падали карнизы. В Очакове пострадало несколько домов, в Житомире повреждена церковь. В статье С.В. Евсева [4] сказано, что была изучена историческая перспектива, на фоне которой произошло это событие. Оказалось, что за несколько лет до второго раздела Польши в украинских землях, ей

принадлежащих, в частности, в Житомире, церкви находились в таком плохом состоянии, что даже слабый толчок в 5 баллов мог их повредить.

Перейдём к цитированию данных о последствии землетрясения на земной поверхности из литературных источников. В сносках приводятся сведения на языке оригинала.

### **Макросейсмические данные о землетрясении 11 июня 1738 г.**

1738 г., июнь 11, 9 ч 3 м – 12 ч. Катастрофическое землетрясение на большом пространстве в Валахии, Молдавии, Трансильвании. Сильно ощущалось в *Бухаресте, Яссах, Фокшанах, Бузэу, Сф. Георге* (земля Секлер). Большие разрушения в *Яссах* (11 монастырей, 15 домов, 15 башен и колокольни обвалились), в *Бухаресте* (большое количество домов рухнуло), колокольни монастыря Симила (Тугова) получили трещины, в горах обваливались скалы, долина Бузэу была закрыта обвалом. Большой ущерб в Трансильвании (земли Бырса и Секлер). Район вероятного эпицентра – изгиб Карпат  $\varphi = 45^{\circ}45' N$ ,  $\lambda = 26^{\circ}30' E$  [9].

1738 г., июнь, 11, 11 – 12 ч. Катастрофическое землетрясение на большом пространстве: Валахия, Молдавия и Трансильвания. Очаг, вероятно, находился в районе Вранча. Большие разрушения наблюдались в *Яссах* – 15 домов, 15 башен, 11 монастырей, 1 колокольня. Реки вышли из берегов, и было наводнение. В Бухаресте разрушено много зданий. На территории Румынии землетрясение ощущалось в городах: *Сибиу, Сфынтул-Георге, Фокшаны, Бузэу*. Подобного землетрясения люди давно не помнили.

Землетрясение было сильно также в Молдавии, где разрушено 11 монастырей и одна башня; каменщики, строившие башню, погибли. Ощущалось также на Украине. В селе *Кривая Руда* Полтавской области «в самый полдень земля затряслась подобно движению, бываемому на судне на воде, отчего хаты, двери и мы сами двигались». Землетрясение продолжалось не более 2 мин. В *Львове* землетрясение длилось 3 мин. [10].

1738 г., июнь 11. *Кривая Руда* (Полтавской обл.) 4, *Львов* 3-4, *Каменец-Подольский* 3-4, *Ивано-Франковск* (Станислав) 3-4 [4].

1738 г., июнь 14. Землетрясение в *Львове*, не причинившее ущерба. Наблюдалось оно также в *Каменец-Подольске* и *Станиславе*. С наибольшей силой ощущалось в Валахии, где были значительные разрушения монастырей. Возможно, совпадает с предыдущим [10].

1738 г., 11 июня – по А. Флоринеско, «ужасное землетрясение на большой площади», упоминается ряд пунктов на территории Румынии. В *Яссах* это землетрясение достигло силы 9 – 10 баллов, здесь было разрушено 11 монастырей (А. Florinesco), развалилась башня, причём погибли строившие его каменщики (I. Popescu). С.В. Евсеев относит эти разрушения к территории Молдавии, но так как он ссылается при этом на А. Флоринеско, то, очевидно, здесь вкралась ошибка [1].

Страшное землетрясение в *Бухаресте*. Старинное здание господарского двора, потерпевшее ранее от землетрясения, полностью рухнуло. Было разрушено большое количество домов и церквей. Обвалились здания в *Бузэу, Брашове, Яссах* и др.

В *Яссах* разрушена старая башня монастыря Голия. Трёх женщин поглотила одна из трещин земли, которые образовались из-за первого же толчка в *Вэлень де Мунте* (Южные Карпаты). Недалеко от Бухареста земля треснула так, что образовалась большая пропасть (Академия наук Румынии. Научный отчет) [2,11].

В этом же году, 29 мая, во вторник случилось здесь в Молдавии страшное и ужасное землетрясение, которое длилось на удивление и страх людей 25 минут, хотя большинство работало на полях. От землетрясения развалился монастырь Голия и другие монастыри. *Яссы* получили повреждения, одни большие, другие меньшие, большинство домов почти рухнуло. Те же самые разрушения, только ещё большие были и в Цара де Жос. Во многих местах земля треснула, и хлынули источники [2, 12].

1738 мая 31. Да пусть будет известно, когда было землетрясение, треснул монастырь Флорешть уезда Тутова и колокольня, во время правления Григория Водэ, в прошлом 7246\* году, 31 мая в полдень.

Надпись по-гречески: 1738 в месяце май, 31, было большое землетрясение. Говорят, что рушились дымоходы и колокола звонили сами, и говорили старцы, что не помнят такого сильного землетрясения. Через месяц была большая молитва.

Да будет известно, когда было очень большое землетрясение в пост Святого Петра, в среду летом 7246 г. рухнула Голия в *Яссах* [13].

А когда был месяц май 31 дня, в среду на 4 часу дня (= 10 ч. утра) было большое землетрясение, и длилось четверть часа, и развалился в *Яссах* монастырь Голия, много домов в городе, и другие монастыри в *Фокианах* и *Рэкитоаса*, и в других местах; и было землетрясение ещё несколько раз и длилось почти месяц, только с меньшей силой [2,14].

Монастырь Богдана, *Бакэу*. В 1739 году под руководством старца Никанора, когда монастырь проживал самые счастливые времена, последовало страшное землетрясение по всей Молдове. Предполагается, что центр этого землетрясения был в жудеце Путна, значит, недалеко от монастыря, и оттого здесь чувствовалось особенно сильно. Из-за землетрясения церковь, построенная Логофетом, Соломон разрушилась до основания [2, 15].

Район Текуч. Церковь монастыря *Рэкитоака* в 1739 г. была разрушена от землетрясения, случившегося 31 мая, и тогда развалилось много домов и монастырей. Летописец говорит. Что землетрясение длилось почти четверть часа [2 со ссылкой на 16].

Особенно примечательными являются сведения двух различных источников о землетрясении в *Киеве* в 1738 году. На риторическом сборнике, принадлежавшем Григорию Холявке (есть его помета), записано, очевидно, им лично: «Трасение земли в исходи був, лит мне в ту пору от рождения било 18 с пол.».

Об этом же событии на рукописном нотном ирмологте конца XVII - XVIII вв., возможно, его владелец Силуян Савицкий оставил запись: «1738 года тряслась земля Петрова поста 10 тижня в среду о полудне» [17].

Вот свидетельство специалиста старшего научного сотрудника Института геофизики НАН Украины В. Рыбина: «По данным института в *Киеве* неоднократно проявлялись землетрясения (1170, 1196, 1230, 1738, 1802, 1940, 1977, 1986) с очагом в зоне Вранча (Румыния), где амплитуда составляла 7 – 8 баллов. При этом, несмотря на сравнительно небольшую интенсивность колебаний земли в *Киеве* (в среднем 4 – 5 баллов) отмечались трещины и другие повреждения зданий, а также оползневые подвижки на склонах. Так, например, в 1744 году (после землетрясения 1738 года) колокольня Софийского собора «разбивана была расселинами мало не до звонов» [18].

1738 VI 11, 11 – 12 ч. Область эпицентра *Sepsiszentgyörgy* (25° 48', 46° 01') [19].

---

\* По старому летоисчислению

## Обсуждение

Схема изосейст землетрясения 1738 г. была построена в [20] лишь по 7 пунктам-баллам. Мы уточнили и дополнили ещё 11 пунктов (таблица 2). Однако по имеющимся данным удалось оконтурить наиболее чётко лишь область наиболее высокой интенсивности 7 – 8 баллов (рис. 1).

Таблица 2

Пункты-баллы землетрясения 11 июня 1738 г.

№	Населенный пункт	№	Населенный пункт	№	Населенный пункт
	7 – 8 баллов	7	Рэкишоаса		4 балла
1	Бакэу	8	Сфынтул-Георге	14	Кривая Руда
2	Бузэу	9	Текуч		3 – 4 балла
3	Бухарест	10	Фокшаны	15	Каменец-Подольск
4	Германштадт (Сибиу)	12	Яссы	16	Киев
5	Вэлень-де-Мунте		7 баллов	17	Лемберг (Львов)
6	Рымник	13	Кронштадт (Брашов)	18	Станислав

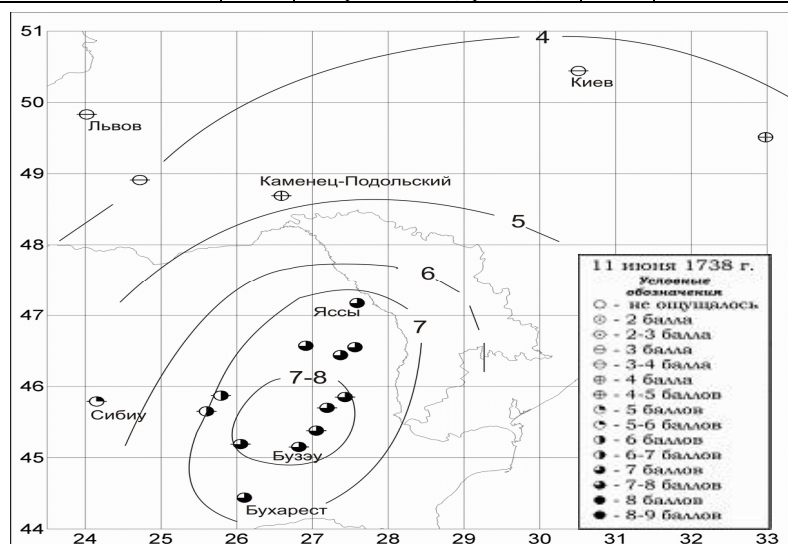


Рис. 1. Карта изосейст землетрясения 11 июня 1738 г.

## Макросейсмические данные о землетрясении 6 апреля 1790 г.

6 апреля в 9 ч. 29 м. вечера произошло в Банате по всей Трансильвании, Волыни, Украине, Турции и в Крыму сильное землетрясение продолжительностью около 5 минут, с гулом, похожим на грохот выстрелов тысячи пушек. Атмосфера была спокойной. Произошло несколько толчков и через ночь.

От Дубно в Волыни и в северных краях ощущалось землетрясение, которое протянулось по площади с запада от Брод и Лемберга в Галиции, южнее Германштадта и Шупанецка в Банате и до Константинополя. На востоке от Дубно до Бердичева, Киева, Немирова (Подолія), Тульчина, Бендер, Очакова, Херсона и Крыма.

В Яссах, Романе и Килимнике колебания были слабее, в Бухаресте, где они длились недолго (11 – 14 сек.), был разрушен один дом, и многие другие получили повреждения; также были некоторые повреждения в Очакове и Житомире, где была разрушена церковь. Направление этих колебаний – с юга на север.

Имеется заметка на книге "Slujba osebîtă a Sf. prea Curiosului părintele nostru Nicodim", изданной в 1767 г. в Рымнике при Епископальной типографии: «в 1790 г. 26 марта (ст.ст.) на втором часу ночи, произошло землетрясение, очень сильное, которое длилось четверть часа (?)» [21].

В 1790 г. 26 марта (ст. ст.) в 9 час. 29 мин. вечера весьма сильное землетрясение на юго-востоке и юге России, в Галиции, Трансильвании, Банате и Румынии, ощущавшееся даже в *Константинополе*. На севере оно распространилось до *Брода* и *Житомира*; на востоке – до *Киева*, *Бердичева*, *Немирова*, *Тульчина*, *Бендер*, *Очакова*, *Херсона* и *Крыма*, который был им весь охвачен, на юг – до *Бухареста* и *Германштадта*, на западе – до *Лемберга* и *Шупанецка* (в Банате). Землетрясение это повторялось много раз, продолжаясь каждый раз не более 5 мин. Внутри круга его распространения оно было особенно чувствительно в *Романе*, *Яссах* и *Каменец-Подольске*, а также в *Бухаресте*, где оно разрушило один дом и повредило много зданий, хотя и продолжалось от 11 до 14 секунд; в *Житомире* разрушена одна церковь, в *Очакове* – несколько домов. В *Немирове* оно, казалось, следовало направлению реки Буг, которая течёт по южной и западной части города. Землетрясение сопровождалось оглушающим шумом, похожим на залп из тысячи ружей, и происходило при тихой погоде; направление его было с S на N [22].

1790г., апрель, 6 (март, 26), 21h 29 m. Большое землетрясение в Трансильвании, Галиции, Молдавии и Валахии, на юго-востоке и юге России, ощущавшееся вплоть до *Константинополя*. На севере оно распространилось до *Брод*, *Львова*, *Дубно* и *Житомира*, на востоке – до *Киева* и *Херсона*, на юге – до *Бухареста* и *Германштадта* (ныне Сибиу), ощущалось оно и в Крыму. Землетрясение состояло из ряда толчков, продолжавшихся каждый не более пяти минут. Внутри области его распространения землетрясение было особенно чувствительно в *Бухаресте*, где было повреждено много зданий, хотя и продолжалось оно только 11 – 14 секунд.

На территории Украины оно имело такие последствия: в *Житомире* разрушена одна церковь, в *Очакове* – несколько домов; в *Немирове* оно, казалось, следовало направлению р. Буг, текущей по южной и западной частям города; ощущалось также в *Каменец-Подольске*, *Бердичеве*, *Тульчине*. Землетрясение сопровождалось оглушительным шумом. Направление его было с юга на север.

Плейстосейстовая область охватывает также территорию Молдавской ССР. В *Бельцах* многие здания получили повреждения: упали дымовые трубы, появились трещины в стенах, обвалились карнизы. В *Кишинёве* и *Бендерах* появились трещины в зданиях, отпала штукатурка, были трещины в печах [10].

1790 26 марта ст.ст., 6 апреля н.ст., 21 ч. 29 м. Страшное землетрясение, которое произвело большие разрушения и страх среди людей от *Дубно* (Россия) до *Константинополя-Стамбула* и от Баната до Крыма. Продолжительность 5 минут с сильным подземным гулом.

В Трансильвании большие разрушения: в *Боде* были разрушены церкви и колокольни, и в *Брашове* церковь была разрушена.

В Бухаресте дома получили трещины, а некоторые обвалились. Разрушения также были в пунктах: *Роман*, *Яссы*, *Каменец-Подольск*, *Очаков*, *Житомир* (в России). В Молдавии и России направление с юга на север [9].

Рухнул дом в *Бухаресте*. Обрушились церкви в *Очакове* и *Житомире*. Землетрясение чувствовалось также в *Дубно* на Волыни, на юго-западе до *Брод* и *Лемберга* в Галиции, в *Германштадте* и *Шупанецке* в Банате. Толчки дошли на юго-западе до *Константинополя* и на востоке до Крыма.



Сведений совершенно недостаточно, чтобы установить эпицентр землетрясения, но если действительно был ущерб от *Бухареста* до *Очакова* в устье Днепра, можно предположить, что он находился где-то в Чёрном море [23].

Землетрясение 1790 г. ощущалось в Галиции, Трансильвании и Румынии, где оценивалось как весьма сильное. Область землетрясения 1790 г. простирается до *Броды* и *Житомира* на севере и до *Киева* и *Херсона* на востоке. Землетрясение сопровождалось оглушающим шумом и имело общее направление с юга на север. В *Бухаресте* повреждено много зданий, один дом совершенно разрушен. В *Житомире* разрушена одна церковь, а в *Очакове* несколько домов [24].

6 апр. 21 ч. 29 м. Очень сильное землетрясение, ощущалось по всей стране, включая Добруджу [25].

В *Немирове*, что в Украине, 6 апреля к вечеру в 29 мин. десятого часа примечено землетрясение, около 5 мин. продолжавшееся. Оно возобновлялось и ночью несколько раз. Все уборы в комнатах сдвинулись с мест. Трясение простиралось к реке Бугу, и замечено по всей Украине [26].

1790 IV 06, 21 ч. 29 м. Область эпицентра *Botfalu* (25° 39', 45° 46') [19].

Да будет известно, когда произошло землетрясение в марте вечером, в светлейшую субботу на втором с половиной часе ночи (т.е. в 9 ч. и 29 мин. вечера), 26 марта в 7298 году, в 1790 году от рождения Христа, в день Успения Богородицы [13].

Получены из разных мест известия, 6 числа сего месяца примечены землетрясения в *Дубне*, *Бердычеве*, *Латычеве*, *Лемберге*, *Каменце*, *Немирове*, *Бендерах*, *Яссах*, *Романе*, по всему Крыму и в Буковине. В некоторых местах сделалось от оных в каменных строениях разселины. Во время трясения везде продолжалось совершенное безветрие, с подземным стуком, подобны тому, когда палят вдруг из нескольких тысяч ружей [26].

Ощущалось на западе и юго-западе России, в том числе и в Крыму [27].

6 апреля 1790 г. Наибольшая сила его наблюдалась в *Каменец-Подольске*, *Яссах*, *Романе* и *Бухаресте*. Колебания земли наблюдались в Галиции, Трансильвании, Украине и Румынии. Крайними пунктами наблюдения настоящего землетрясения были: на западе *Львов* и *Шупанецк* в округе Банат; на севере *Житомир*, *Броды* и *Киев*; на востоке – *Бердичев*, *Немиров*, *Тульчин*, *Очаков*, *Херсон*, *Бендеры* и Крым; на юге – *Константинополь* и *Германиштадт* [28].

Массу рассказов вызвало Вранчанское землетрясение 6 апреля 1790 г, которое произошло в половине десятого вечера и охватило значительную часть нынешней Украины – от *Львова* до *Харькова* и от *Одессы* до *Чернигова*. Очевидцы рассказывали, что подземные толчки продолжались в течение 11 – 15 секунд и повторялись много раз (так называемые "афтершоки"). В *Житомире* разрушилась церковь, в *Очакове* - несколько каменных домов. Землетрясение сопровождалось оглушающим шумом, похожим на залп из тысячи ружей и происходило при тихой погоде [29].

Крым. *Бухта Ласпи*. В прежние времена долина, заключенная между горой Ильи с востока и мысом Ая с запада, отличалась обилием источников. После землетрясения 1790 г. образовались трещины, в которые ушла вода многих источников. Из-за этого со временем долина *Ласпи*, густо заселённая раньше, стала безлюдной [30].

### Обсуждение

Схема изосейст этого землетрясения приводится в работе [1] по 9 пунктам и в [20] по 17 пунктам. Мы добавили еще 20 пунктов (таблица 3) и попытались построить после уточнения новый вариант карты изосейст, однако полученных

данных недостаточно для построения надёжной карты (рис. 2). Граница трёх баллов на севере охватывает Львов, Броды, Дубно, Киев. Судя по имеющимся описаниям повреждений и разрушений и по дальности ощущаемости землетрясения 1790 г., оно не относится к 8-балльным. По площади ощущаемости землетрясения и по конфигурации изосейст землетрясение 6 апреля 1790 г. имеет сходство с землетрясением 27 октября 2004 г. с  $M = 5,8$  и глубиной 98 км.

Таблица 3

Пункты-баллы землетрясения 6 апреля 1790 г.

№	Населенный пункт	№	Населенный пункт	№	Населенный пункт
	5 – 6 баллов		4 – 5 баллов	25	Латычев (Летичев)
1	Бод (Ботфалю)	13	Галац	26	Тулчин
2	Бухарест	14	Германштадт (Сибиу)	27	Херсон
3	Роман	15	Могилёв-Подольский		3 балла
4	Рымник	16	Одесса	28	Белград
5	Яссы	17	Очаков	29	Броды
	5 баллов		4 балла	30	Дубно
6	Бендеры	18	Ананьев	31	Киев
7	Бельцы	19	Житомир	32	Константинополь (Стамбул)
8	Брашов	20	Крайова	33	Лемберг (Львов)
9	Измаил	21	Немиров	34	Севастополь
10	Каменец-Подольский	22	Шупанецк (Жупынешть)		2 – 3 балла
11	Кишинёв		3 – 4 балла	35	Харьков
12	Рени	23	Бердичев	36	Чернигов
		24	Бухта Ласпи		

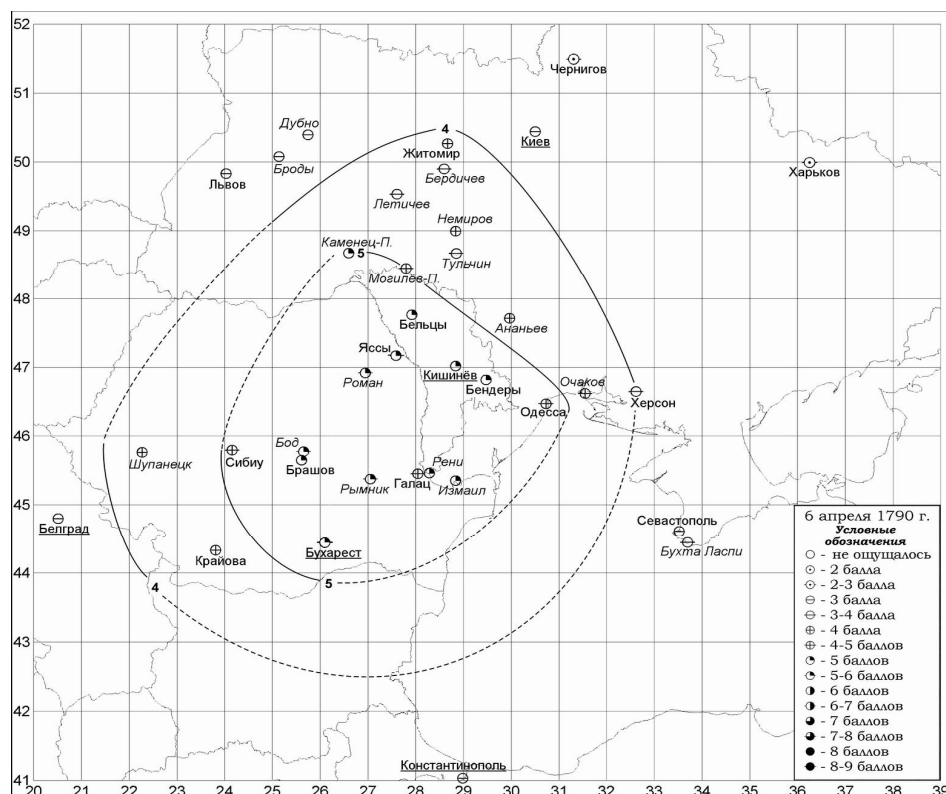


Рис. 2. Карта изосейст землетрясения 6 апреля 1790 г.

### Выводы

Тщательное изучение и анализ первоисточников позволили собрать и заново оценить в шкале MSK-64 макросейсмические характеристики сильнейших карпатских землетрясений XVIII века: 11 июня 1738 г. и 6 апреля 1790 г.

Оценена интенсивность сотрясений для пунктов, испытавших ощутимые колебания от землетрясения 1738 г., и для пунктов от землетрясения 1790 г.

Построены карты изосейст исследуемых событий. Интенсивность в эпицентре для землетрясения 1738 г. составляет 7 – 8 баллов, а для землетрясения 1790 г. 6 – 7 баллов.

### Литература

1. Друмя А.В., Устинова Т.И., Щукин Ю.К. Сейсмическое районирование территории Молдавской ССР и прилегающих районов УССР. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Вып. 2. Кишинев, 1964. 120 с.
2. Ешану В.М., Сквитин А.И., Чекан М.С. Каталог карпатских землетрясений (макросейсмические данные). Отчёт Молдавской опытно-методической партии. Кишинёв, 1988. 1256 с.
3. Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В., Карданец В.Ю. Атлас карт интенсивности землетрясений Молдовы (XV111-XX1 вв.). Кишинев. 2009. 162 с.
4. Евсеев С.В. Интенсивность землетрясений Украины. Сейсмичность Украины. Киев, Наукова думка, 1969. С. 32-55.
5. Новый каталог сильных землетрясений с древнейших времен до 1975 г. Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М., Наука, 1977, 536 с.
6. Radu C. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul Romăniei. Partea I - înainte de 1901. Partea II – 1901-1979. Cercetari seismologice asupra cutremurului din 4 martie 1977. Editori I. Cornea, C. Radu. Bucuresti, 1979. p. 723 – 752.
7. Constantinescu L., Mirza V. A Computer-Compilend and Computer-Oriented Catalogue of Romania's Earthquakes during a Millenium (984 – 1979). Geophysique, Revue Roumanie de geol., geophys. et geogr. 1980. Vol. 24, p. 193 – 235.
8. Каталог ROMPLUS [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.infp.ro/catal/catal.html-ROMPLUS> (Romplus catalogue RoNet analog seismograms Hypo/Hypoplus program.)
9. Florinesco A. Catalogue des tremblements de terre ressentis sur le territoire de la RPR. Bucuresti, 1958. 167 p.
10. Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1961. 76 с.
11. Montandon N. Les tremblements de terre destructeurs en Europe. Catalogue par territoriers seismiques, de l'an 1000 à 1940. Geneve, 1953. 195 p.
12. Cronica Ghigulestelor. Istoria Moldovei intre anii 1695 – 1754. Buc. 1965. P. 423.
13. Pamfile T. Mitologia românească, v.III. Pămîntul după credințele poporului român. București, 1924, p 55.
14. Kogălniceanu M. Letopiseul terei Moldovei. T. 2, p. 402-403.
15. Lovin G. Mănăstirea Bogdana din județul Bacău. Chișinău, 1926, p. 12.
16. Melchisedes. Notițe istorice adunate de pe la 48 mănăstire și biserici antice din Moldova. Buc. 1885. p. 243.

17. Центр. Научная библиотека АН УССР. Отдел рукописей, ДА/71 л.
18. Рожен А. Дом на Набережной, или когда Печерск сползёт в Днепр. // Зеркало недели №25. 02.07.2005. Киев.
19. Rethly A. A. Karpatmedencek Foldrengescei (455 – 1918). Budapest, Acad., Kiado, 1952, 152 p.
20. Москаленко Т.П. Карты изосейст землетрясений Карпатского региона. Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М., Наука, 1980. С. 86 – 105.
21. Ștefanescu Gr. Cutremurele de pământ în România în timp de 1391 de ani, de la 455 pînă la 1874. Anal. Acad. Rom. // Mem. Sect. Științe (II), Vol. XXIV, București, 1902, p. 1 – 34.
22. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи с картою распространения землетрясений в России, чертежами и рисунками. // Записки Импер. Русского географического общества. Т. XXVI. С.-Петербург, 1893. с. 250 – 263.
23. F. de Montessus de Ballore. România și Basarabia seismice. Annales Inst. Meteor., t. XVII (II), Buc., 1905. p. 57 – 78.
24. Попов В.В. Сейсмичности УССР и Бессарабии и связь землетрясений юго-запада СССР с Карпатскими очагами. // Труды Сейсмического института АН СССР №79 (7), 1938.
25. Popescu I. Cutremurele de pământ în Bucovina. // Bul. Facultatii de Științe din Cernaуți. 1939. Vol XII, 1938. Cernaуți, 1939. P. 200.
26. Санкт-Петербургские ведомости 1790, №38, 39.
27. Землетрясения в СССР. М., 1961, 412 с.
28. Васильев П. Сейсмичность Южной России и прилегающих к ней стран в связи с тектоникой. // Записки Новороссийского общества естествоиспытателей. Т.31. Одесса, 1908. С. 167 – 170.
29. Как нас трясло. Вознесенск. Газета «Новый город».  
<http://ngorod.mk.ua/index.php/vozenenchina/2028-2012-02-22-07-36-13>.
30. Крым. Бухта Ласпи. <http://irida-tur.com.>article/Laspi>

*Primit la redacție – 25 iulie 2012*

УДК 550.34.06

Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Карданец В.Ю.

## Сравнительный анализ механизмов очагов землетрясений области Вранча, полученных двумя методами

### Abstract

*The article presents the fault-plane solutions of the earthquakes 1977 – 2009. A comparative analysis of fault plane solutions of the earthquakes is made, using the method of first arrival of P-waves and the Harvard centroid moment tensor method. The earthquakes occurred in the Vrancea, in the Carpathians by about horizontal compression and about vertical extension.*

### Rezumat

*Sunt prezentate rezultatele soluțiilor mecanismelor focale ale cutremure simțite în Moldova pentru anii 1977 – 2009. A fost efectuată o analiză comparativă a mecanismelor focale ale cutremurelor executată prin metoda de prima sosire a undelor P și metoda de Tensor al momentului centroid. Pentru focarele cutremurelor examinate se observă o orientare tipică pentru regiunea Vrancea a axelor de tensiune: compresie aproape orizontală și dilatare aproape verticală.*

### Резюме

*Приведены результаты решений механизмов очагов ощутимых в Молдове землетрясений за 1977 – 2009 гг. Сделан сравнительный анализ механизмов очагов этих землетрясений, выполненный по методу первого вступления P-волн и по методу тензора момента центроида. Землетрясения произошли в области Вранча в Карпатах под действием близгоризонтальных сил сжатия и близвертикальных сил растяжения.*

Для построения механизмов очагов сильных карпатских землетрясений, которые ощущались на территории Республики Молдовы, использовалась методика Введенской [1], разработанная на основе теории дислокаций. Определяется положение двух нодальных плоскостей разрыва, ориентация подвижек по ним, направления главных осей напряжений, снимаемых в момент землетрясения.

Исходными данными для построения механизма очага служат знаки смещения в продольных волнах, поле распределения которых на станциях вокруг очага эквивалентно полю, создаваемому при внезапном приложении на площадке скольжения равномерно распределённой в её пределах системы взаимно уравновешенных сил.

Исследование сделано в Институте геологии и сейсмологии АН РМ на основе данных о знаках первых вступлений короткопериодных продольных волн, опубликованных в бюллетенях сети сейсмических станций Молдовы, бюллетеней Западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР (Крым-Карпаты) [2], Сейсмологического бюллетеня Украины [3] и из бюллетеней Международного сейсмологического центра (ISC) [4]. Углы выхода сейсмической радиации рассчитывались, исходя из карпатского годографа. Решения опубликованы в работах [5-7].

Для некоторых землетрясений использованы определения других авторов.

Второй способ решения механизма очага некоторых сильных землетрясений получен с помощью тензора момента-центроида по методу Дзевонского с использованием волновой формы от вступления Р-волны до фундаментальных мод поверхностных волн, зарегистрированными цифровыми сейсмическими станциями мировой сети СМТ, изложенному в [8]. СМТ-каталог содержит данные о компонентах тензора момента. Как известно, тензор момента М зависит от силы источника и ориентации разрыва и содержит всю информацию об очаге, которую можно получить по наблюдениям длиннопериодных волн на телесеизмических станциях. Так как механизм, полученный по знакам первых вступлений, соответствует началу процесса вспарывания, а главные оси тензора момента получены по всей сейсмограмме, то их сравнение может дать информацию о развитии процесса разрывообразования.

Сравнения определений тензора сейсмического момента, взятые из каталогов [4, 9, 10], с полученными нами решениями представляют большой интерес с точки зрения развития процесса вспарывания и оценки применимости избранной нами модели для описания реальных процессов в очагах.

В таблице 1 приводятся параметры 23 очагов карпатских землетрясений за период 1977 – 2009 гг., для которых приводятся решения механизмов как полученных по методике Введенской, так и рассчитанных по тензору момента центроида (ТМЦ). В таблице даны магнитуды по продольным волнам  $M_b$  и по поверхностным  $M_s$ . Кроме того, приведены моментные магнитуды  $M_w$ . Все события с промежуточной глубиной от 74 до 171 км. Четыре из них были с магнитудой  $6,3 \leq M_s \leq 7,2$ , а остальные – с  $4,4 \leq M_s \leq 5,8$ . Полученные нами решения обеспечены более 40 знаками первых вступлений продольных волн. Коэффициент непротиворечивости знаков, которыми характеризуются сравниваемые землетрясения сравнительно высокие: 0,84 – 0,93. Следовательно, можно заключить, что сравнивались надежно полученные решения.

Параметры очагов для построенных нами механизмов очагов (MOLD) совпадают с таковыми для ISC [4].

Таблица 1.

Параметры очагов промежуточных землетрясений области Вранча, для которых имеются решения механизмов очагов по двум методам.

N	Дата	Время	Широта, Долгота	$M_b$	$M_w$	H, km	Источник
1	2	3	4	5	6	7	8
1	04 03 1977	19 21 54	45,83 26,72	6,4	7,2 s	86	[11]
		19 22 10	45,23 26,17	6,4		84	HRVD
2	02 10 1978	20 28 52	45,72 26,54	4,9		161	[13,15]
		20 28 54	45,24 26,43	5,0		154	HRVD
3	31 05 1979	07 20 06	45,63 26,47	5,1		130	[13,15]
		07 20 13	45,47 26,40	5,1		114	HRVD
4	11 09 1979	15 36 54	45,59 26,31	5,1		154	[13 15]
		15 36 50	45,45 25,88	5,1		143	HRVD
	01 08 1985	11 17 35	45,80 26,75	4,7		113	[13]
5	01 08 1985	14 35 003	45,73 26,52	5,1		107	[13]
		14 35 03	45,76 26,52		5,0		[16]
		14 35 06	45,77 26,95	5,2		103	HRVD
6	30 08 1986	21 28 36	45,52 26,49		7,1s	131	[12]
		21 28 35	45,54 26,31	6,3		137	[13]

Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2012

N	Дата	Время	Широта, Долгота	Mb	Mw	H, km	Источник
		21 28 35	45,64 26,38	6,6	6,9s	132	MOS
		21 28 51	45,76 26,53	6,3	7,2	133	HRVD
		21 28 35	45,55 26,32	6,4	6,9 s	132	NEIC
7	30 05 1990	10 40 06	45,85 26,66	6,4		89	[13]
		10 40 06	45,90 26,66	6,7		84	MOS
		10 40 06	45,88 26,67	7,3s		90	[14]
		10 40 13	45,92 26,81	6,7	6,9	74	HRVD
		10 40 06	45,84 26,67	6,7		89	NEIC
8	31 05 1990	00 17 48	45,81 26,77	5,9		90	[13]
		00 17 45	45,67 26,00		6,3	87	HRVD
		00 17 48	45,81 26,77	6,1		88	NEIC
9	13 03 1998	13 14 38	45,57 26,26	4,7		156	ISC
		13 14 43	45,61 26,30	5,0		151	HRVD
10	28 04 1999	08 47 55	45,48 26,22	5,1		150	ISC
		08 47 58	45,51 26,08	5,1		144	HRVD
		08 47 56	45,49 26,27		5,0	159	[17]
11	06 04 2000	00 10 39	45,73 26,58	4,9		137	*
		00 10 42	45,61 26,56	5,1		122	HRVD
		00 10 39	45,74 26,58		5,4	150	CSEM
		00 10 38	45,72 26,58	5,0		135	PDE
12	04 03 2001	15 38 46	45,49 26,26	4,3		147	ISC
		15 38 45	45,54 26,25		4,8	138	ZUR
		15 38 44	45,50 26,30		4,4 L	150	ROM
		15 38 53	45,73 26,38		5,3	136	MED
13	24 05 2001	17 34 01	45,69 26,42	4,8		144	ISC
		17 34 06	45,87 26,49	5,1		139	HRVD
		17 33 58	45,76 26,78			150	CSEM
		17 34 01	45,74 26,40	5,1		144	ZUR
		17 34 07	45,74 26,62			143	MED
14	20 07 2001	05 09 40	45,74 26,71	4,9		127	ISC
		05 09 44	45,66 26,73	4,8		134	HRVD
		05 09 39	45,74 26,73		4,8	129	ZUR
		05 09 46	45,88 26,82		4,8	125	MED
15	30 11 2002	08 15 47	45,69 26,50	5,0		172	ISC
		08 15 46	45,73 26,57		4,8	156	ZUR
		08 15 47	45,65 26,80		4,8	171	MED
16	05 10 2003	21 38 17	45,65 26,32	4,5		152	ISC
		21 38 17	45,67 26,33		4,5	153	ZUR
		21 38 17	45,59 26,43		4,4	144	MED
17	10 07 2004	00 34 57	45,69 26,52	4,3		153	ISC
		00 34 58	45,72 26,52			150	ZUR
		00 34 59	45,68 26,23	4,3		139	MED
18	27 09 2004	09 16 23	45,67 26,43	4,8		151	ISC
		09 16 24	45,74 26,56		4,8	154	HRVD
		09 16 23	45,70 26,48		4,8	150	ZUR
		09 16 23	45,64 26,60		4,8	146	MED
19	27 10 2004	20 34 36	45,78 26,58	5,6		99	ISC
		20 34 37	45,73 26 67		5,8	94	HRVD
		20 34 33	45,65 26,79		5,8	96	MED
		20 34 36	45,79 26,62		5,9	78	ZUR
		20 34 37	45,79 26,62	5,8	5,9	96	NEIC

N	Дата	Время	Широта, Долгота	Mb	Mw	H, km	Источник
20	14 05 2005	01 53 21	45,68 26,44	5,1		149	ISC
		01 53 21	45,67 26,48		5,2	139	HRVD
		01 53 20	45,68 26,44		5,3	135	ZUR
21	18 06 2005	15 16 41	45,74 26,68	4,9		138	ISC
		15 16 42	45,67 26,50		5,0	138	HRVD
		15 16 42	45,71 26,70		5,0	144	ZUR
22	13 12 2005	12 14 45	45,72 26,63	4,6		134	ISC
		12 14 43	45,82 26,69			138	HRVD
23	25 04 2009	17 18 49	45,70 26,54	5,3		102	ISC
		17 18 53	45,64 26,73		5,2	90	HRVD
		17 18 49	45,65 26,61	5,3	5,2	101	NEIC
		17 18 47	45,74 26,73		5,3	75	ZUR

*Примечание.* Агентства: MOLD – Институт геологии и сейсмологии АН РМ; HRVD - University of Harvard (Гарвардский центр США); MOS – Геофизическая служба Института Физики Земли РАН; CSEM, MED – Centre Seismologique Euro-Mediterranean, Strasbourg, France; NEIC – The Department of Geological Sciences at the University of Michigan, USGS/NEIC USA; ROM – National Institute of Earth Physics, Bucharest, Romania; ZUR – Institute of Geophysics, ETH, Zurich; PDE – Preliminary determination of Epicenters, USGS/NEIC USA.

Рассмотрим сначала решения механизмов сильнейших сейсмических событий с  $M \geq 5,9$ .

Землетрясение 4 марта 1977 г. было мультиплетным и состояло из нескольких последовательных разрывов. Эпицентр приурочен к северо-восточной части области Вранча. Распределение знаков вступлений первичных волн на стереографической проекции таково, что нет возможности однозначно разделить их двумя нодальными плоскостями. Имеется два варианта решения механизма: по близким сейсмическим станциям и короткопериодной аппаратуре и по удалённым станциям и длиннопериодной аппаратуре. Вступления, зарегистрированные короткопериодной аппаратурой, расположенной вблизи очага, соответствует дискретному толчку, составляющему очаг. Для записей длиннопериодной аппаратурой на расстоянии от очага много больше его размера эффект дискретности исчезает, сейсмический сигнал сглаживается, и решение механизма определяет осреднённый разрыв. На рис. 1 приведено решение, полученное румынским сейсмологом Энеску по знакам первых вступлений Р - волн, взятых только по длиннопериодной аппаратуре [11]. В этом случае ось напряжения сжатия близгоризонтальна и ориентирована в северо-западном направлении. Ось напряжения растяжения близвертикальна. Одна из двух альтернативных плоскостей разрыва крутая, другая более пологая, простираение обеих юго-запад – северо-восток, характер движения взбросо-сдвиговый. На рис. 1 также показана стереограмма механизма очага 4 марта 1977 г., выполненная по второму альтернативному методу ТМЦ (HRVD).

О направленности распространения разрыва в очаге можно судить по координатам очага из таблицы 1, относящимся к начальному моменту процесса, и полученным по методу ТМЦ [9]. Эпицентр землетрясения 1977 г., определённый по методу ТМЦ, смещён от эпицентра, соответствующего началу вспарывания, на 70 – 75 км к юго-западу (рис.2). На рис. 2 пунктиром показана линия развития процесса разрывообразования и отмечены координаты четырех основных составляющих этого мультиплетного события по [12].



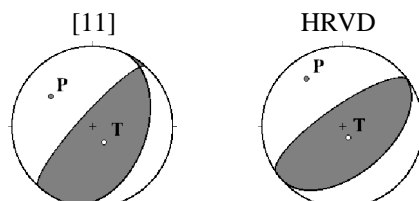


Рис.1. Варианты решения механизма очага землетрясения 4 марта 1977 г.  
1) – нодальные линии, 2 ●, 3 ○ – оси главных напряжений сжатия и растяжения соответственно (зачернены области волн сжатия)

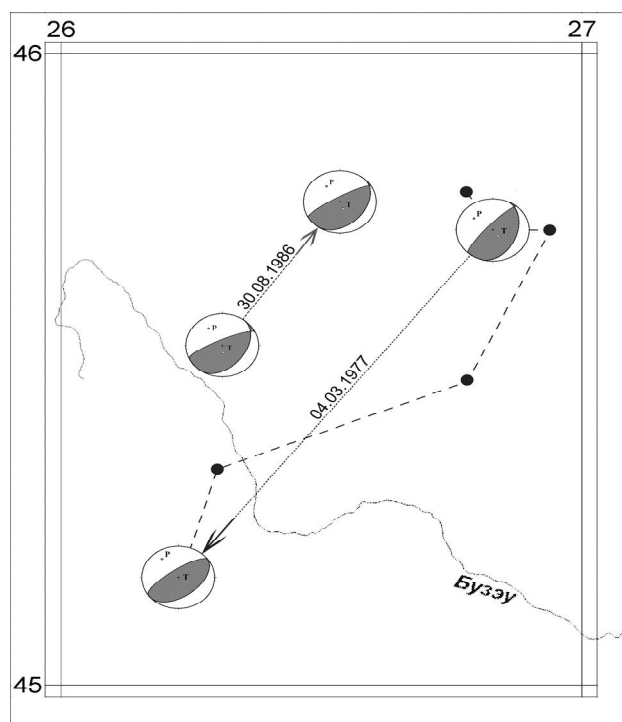


Рис. 2. Сравнение разных определений эпицентра землетрясения 4 марта 1977 г. и 30 августа 1986 г.

Несовпадение эпицентров объясняется тем, что второе решение относится к одному из последующих этапов развития процесса разрывообразования, поскольку для нахождения элементов тензора момента центра используется вся сейсмограмма землетрясения, которая в процессе расчета усредняется. Характер подвижки, взбросо-сдвиговый, остаётся сходным при разных определениях.

Далее следует землетрясение 30 августа 1986 г. (рис. 3). Гипоцентр события 30 августа 1986 г. приурочен к юго-западной окраине области Вранча. Механизмы очага землетрясения 1986 г., определённые первым [13, 14] и вторым методами [10], хорошо согласуются между собой. Обе возможные плоскости разрыва имеют северо-восточное простирание. Одна из плоскостей крутая, другая пологая. Подвижки по ним представлены надвигом с небольшой компонентой левостороннего NP1 и правостороннего NP2 сдвигов. Ось растягивающего напряжения Т почти вертикальна, сжимающего Р – близгоризонтальна и ориентирована в северо-западном направлении.

По геолого-геофизическим соображениям за действующую плоскость разрыва в очаге можно принять крутую плоскость NP1, совпадающую с направлением протяженности зоны максимального балла и зоны афтершоков. По этой плоскости северо-западный борт разрыва надвинут на юго-восточный в соответствии с продолжающимся вздыманием Карпатских гор.

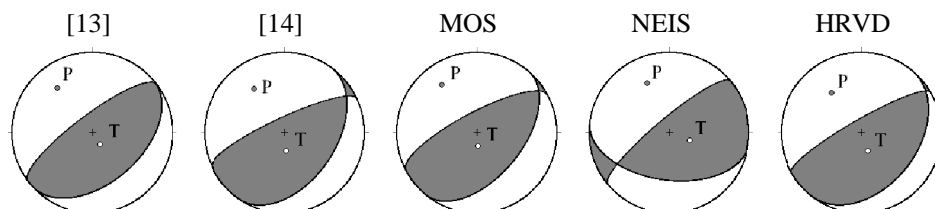


Рис.3. Землетрясение 30 августа 1986 г.

О направленности разрыва можно судить, исходя из того, что эпицентр, определённый по методу СМТ, смещён по отношению к эпицентру решения 1, 2 на 25 – 30 км к северо-востоку (рис.2). Отсюда можно сделать предположение, что разрыв в очаге распространялся с юго-запада на северо-восток. Это согласуется с макросейсмическими данными, которые подтверждают асимметричность затухания макросейсмического эффекта в этих направлениях. Так, в Бухаресте на расстоянии 140 км к юго-западу от эпицентра ощущалось землетрясение интенсивностью 6-7 баллов, а в Кишиневе на расстоянии 240 км к северо-востоку от эпицентра интенсивность составила также 6-7 баллов.

В 1990 г. произошел сейсмический дубль 30 и 31 мая. Местоположение очагов близко к таковому для землетрясения 1977 г. Механизм очага первого наиболее энергетически мощного события по данным [13, 14, MOS] обусловлен действием близгоризонтальных сил напряжения сжатия при близвертикальной ориентации напряжения растяжения. Горизонтальная составляющая оси сжатия ориентирована в северо-западном направлении, близком нормали к Карпатской дуге в районе её изгиба. Тип движения в очаге взбросо-сдвиговый. Одна из двух возможных плоскостей разрыва крутая, другая более пологая. Простираение нодальных плоскостей по касательной к Карпатской дуге. Определение решений механизма очага на основе знаков первых вступлений Р-волн и по методу ТМЦ (HRVD, NEIC) дали достаточно близкие результаты, что свидетельствует об унаследовании направления вспарывания на разных стадиях образования разрыва (рис. 4)

Смещение эпицентра, определённого по методу Дзевонского, наблюдается к северо-востоку на расстояние порядка 15 км, глубина очага уменьшается от 89 до 74 км.

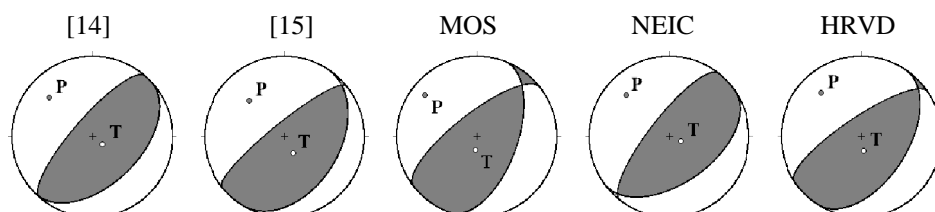


Рис.4. Землетрясение 30 мая 1990 г.

Имеются решения механизма очага землетрясения 31 мая по методу двойного диполя [14] и ТМЦ, которые хорошо согласуются между собой (рис.5).

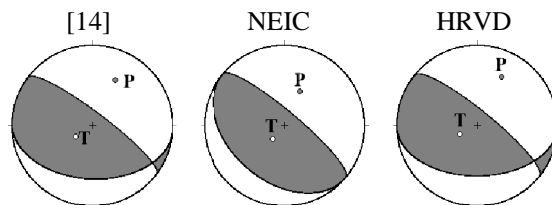


Рис.5. Землетрясение 31 мая 1990 г.

Одна пологая нодальная плоскость ориентирована в субширотном направлении, вторая альтернативная плоскость крутого падения ориентирована в направлении северо-запад – юго-восток. Направление оси сжатия северо-восточное.

При рассмотрении разницы во времени и координат эпицентра землетрясения 31 мая оказалось, что время в очаге по HRVD взято неверно (на 3 секунды раньше определений ISC), поэтому и координаты эпицентра получились выходящими за пределы области Вранча.

Далее рассмотрим особенности решения механизмов очага менее сильных промежуточных землетрясений, выполненных на основе разных способов.

Надёжность определения механизма очага землетрясения зависит от количества станций с известным направлением первого вступления и от расположения этих станций по отношению к эпицентру. Для землетрясения 2 октября 1978 г. эти условия довольно благоприятны, и механизм его может быть определён достаточно уверенно. Мы получили решение механизма очага по 95 знакам, из них 54 – сжатие, 41 – растяжение. Плоскости проводятся однозначно. Одна из них имеет характер взброса с левосторонним сдвигом, вторая - с правосторонним сдвигом. Ось близгоризонтального сжатия ориентирована в направлении северо-восток – юго-запад. Плоскости разрыва ориентированы параллельно Восточным Карпатам. Близкое решение получено в [13, 15]. Имеется решение по методу ТМЦ [4]. На рис. 8 показаны варианты решений механизма очага события 2 октября 1978 г.

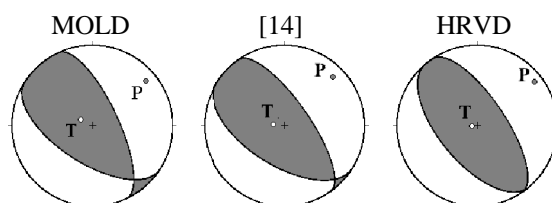


Рис. 6. Землетрясение 2 октября 1978 г.

Далее рассмотрим землетрясение 31 мая 1979 г. Получено решение механизма очага по данным 83 станций. Количество сжатий – 38, растяжений – 45. Условные точки на сетке Вульфа в стереографической проекции распределены неравномерно. В основном направление северо-западное (сейсмические станции Западной Европы) и восточное (станции Советского Союза). Тем не менее, нодальные линии проводятся однозначно, вариация нодальных линий не превышает 2,5 градуса по азимуту. Тип движения вдоль первой плоскости –

левосторонний взбросо-сдвиг, компонента по простиранию преобладает. Сильный макросейсмический эффект в направлении на северо-восток от эпицентра согласуется с ориентацией плоскости разрыва NP1. Близкие решения получены в [14]. Согласно решению HRVD [4] крутая плоскость диагонального простирания близка по ориентации с решениями по первому способу. Вторая плоскость пологая, оси сжатия и растяжения наклонные. Глубина очага по первому вступлению волн P – 130 км, по второму решению, HRVD, – 114 км. Эпицентр переместился к юго-западу.

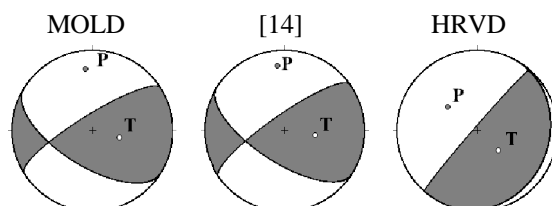


Рис. 7. Землетрясение 31 мая 1979

По методу первого вступления P-волн для землетрясения 11 сентября 1979 г. имеются близкие решения механизма очага [MOLD, 14]. Знаки хорошо разделяются на стереографической проекции. Рабочая нодальная плоскость параллельна простиранию Южных Карпат.

Решение по методу ТМЦ [4] отличается диагональным направлением рабочей плоскости NP1, плоскости NP2 близки по направлению с первыми двумя вариантами.

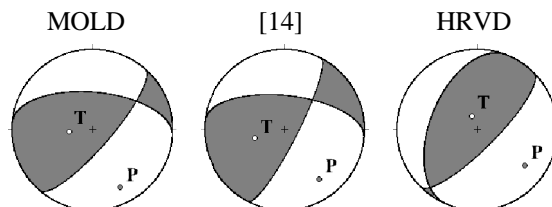


Рис. 8. Землетрясение 11 сентября 1979 г.

1 августа 1985 г. произошел сейсмический дубль с интервалом в 3 часа. Механизм очага является типичным для промежуточных вранчских землетрясений. Направление простирания плоскости разрыва в первом случае близко к простиранию очаговой области Вранча. В подобных случаях макросейсмический эффект бывает особенно сильным в северо-восточном направлении от эпицентра. Решение по методу ТМЦ в каталогах не приводится.

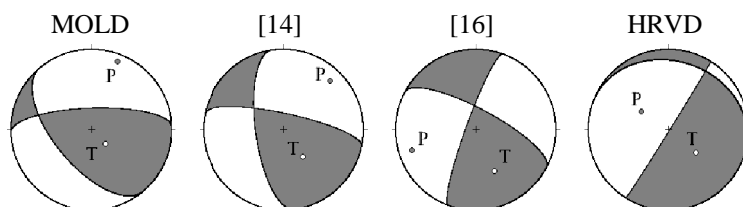


Рис. 9. Второе событие сейсмического дубля 1 августа 1985 г.

Для второго события сейсмического дубля имеются решения MOLD и [14, 16], а также и вторым способом – HRVD [4]. В полученных первым способом решениях одна из крутых плоскостей диагонального простирания, другая плоскость ориентирована субгоризонтально. Большой вклад вносит сдвиговая составляющая. Согласно решению HRVD в очаге произошла сбросовая подвижка. Максимальное выделение энергии произошло на 33 км к востоку по отношению к эпицентру начала процесса разрывообразования, такое расстояние нам представляется завышенным. Эпицентр по HRVD выходит за пределы очаговой области.

Магнитуда несколько выше у второго толчка, а макросейсмический эффект в Молдове существенно меньше. Следовательно, особенности проявления дубля на земной поверхности обусловлены в значительной степени механизмами очага и направленностью излучения энергии.

На рис. 10 показаны механизмы очага землетрясения 13 марта 1998 г. Знаки первых вступлений волн Р хорошо разделяются нодальными плоскостями. Пологая плоскость ориентирована широтно, как и ось промежуточного напряжения N. Другая крутая плоскость диагональной ориентации. Ось сжатия направлена субмеридионально. Механизм очага носит надвиговый характер в соответствии с надвиганием Южных Карпат на Предкарпатье.

Кроме этого имеется решение механизма HRVD [4]. Оси сжатия и растяжения наклонные, обе нодальные плоскости имеют близкое, северо-восточное – юго-западное простирание. Движение по пологой наклонной плоскости (NP1) представлено надвигом, по крутопадающей плоскости (NP2) – взбросом. При сравнении двух решений механизма очага 13 марта видно, что вторые из двух альтернативных крутых плоскостей близки по ориентации, а первые отличаются.

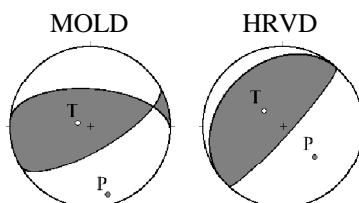


Рис. 10. Землетрясение 13 марта 1998 г.

Землетрясение 28 апреля 1999 г. произошло в юго-западной окраине фокальной зоны. Решение по первому методу MOLD является типичным для такого рода очагов. Под действием сил близгоризонтального сжатия северо-западный борт разрыва надвигается на юго-восточный. Имеется 2 решения по методу ТМЦ [HRVD, 17]. Нодальные плоскости ориентированы в диагональном направлении с юго-востока на северо-запад. Решение, полученное нами, не согласуется с обоими решениями (рис. 11).

Согласно решению HRVD эпицентр переместился на 11 км к северо-востоку, глубина уменьшилась на 6 км. Вероятно, в сложном процессе разрывообразования плоскость разрыва изменила свою ориентацию. Можно предположить, что после главной подвижки в очаговой зоне землетрясения произошла перестройка поля напряжений, в результате чего разгрузка в зоне очага продолжалась по иной структуре области Вранча.

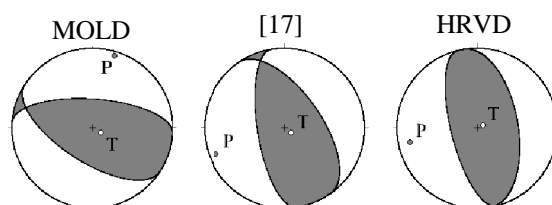


Рис. 11. Землетрясение 28 апреля 1999 г.

Использованные для построения механизма очага 6 апреля 2000 г. знаки первых вступлений продольных волн хорошо разделились (98/5). Полученный механизм очага практически совпадает с решениями, представленными другими авторами. Наблюдается наклонная ориентация осей напряжений, причем ось растяжения направлена ближе к вертикали. Одна нодальная плоскость пологая, другая крутая, и по ней, по-видимому, произошла подвижка взбросового типа.

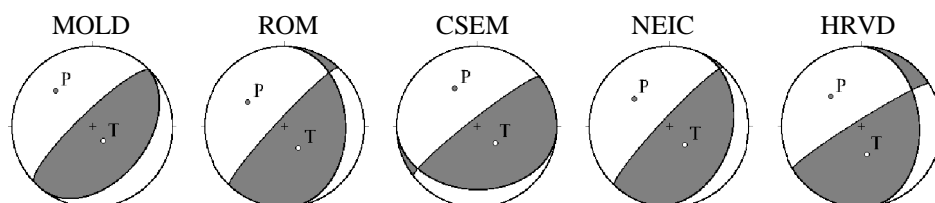


Рис. 12. Землетрясение 6 апреля 2000 г.

Землетрясение 4 марта 2001 г. не ощущалось на территории Молдовы. Но оно интересно для рассмотрения, так как его гипоцентр приурочен к крайней юго-западной части очаговой области Вранча. Решение механизма получено по небольшому числу знаков (40/4). Северный борт разрыва надвигается на южный борт. Сравним с решениями по второму типу, приведенными агентствами ZUR и MED. Для решения MED взято время в очаге на несколько секунд запаздывающее по сравнению с остальными.

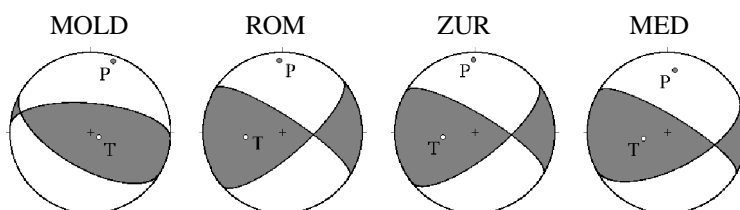


Рис. 13. Землетрясение 4 марта 2001 г.

Очаг землетрясения 24 мая 2001 г. приурочен к центральной части Вранча и глубине порядка 145 км. Противоречивых первому решению знаков мало (85/6). Необычно для вранчских землетрясений большое количество станций со знаками разрезания (23 – с / 62 – d). Имеется несколько вариантов решения механизма очага вторым способом, которые хорошо согласуются между собой [9]. По всем решениям крутая нодальная плоскость диагонального простирания, ось сжатия близгоризонтальна и направлена на северо-запад.

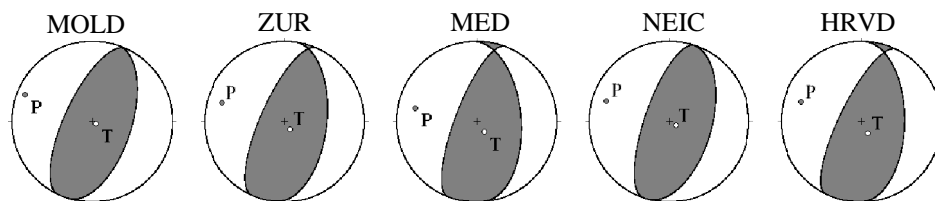


Рис. 14. Землетрясение 24 мая 2001г.

Механизм очага 20 июля 2001 г. решен нами (72/8). Он характеризуется сжатием в юго-западном направлении и надвиганием юго-западного борта разрыва на северо-восточный. Подвижка надвиговая. Есть решения HRVD, ZUR, MED.

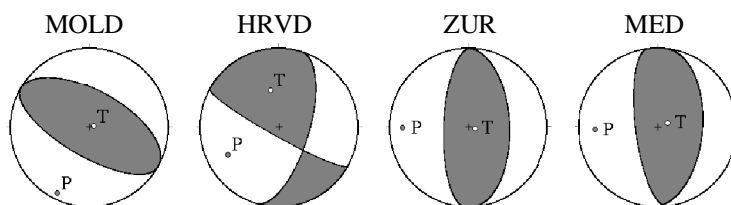


Рис. 15. Землетрясение 20 июля 2001 г.

Землетрясение 30 ноября 2002 г. произошло на глубине порядка 170 км в центральной части очаговой зоны. Имеется одно решение по первому методу и 3 решения по второму. Все четыре решения практически совпадают. Согласно им, напряжения сжатия и растяжения наклонны к горизонту. Напряжение сжатия ориентировано на северо-восток, напряжение растяжения субширотно. Подвижка в очаге по плоскости NP1 – сброс с компонентами сдвига, по NP2 – сдвиг с компонентами сброса. Такой тип механизма является нетипичным для области Вранча. Аномально большой явилась и глубина очага события 30 ноября 2002 г.

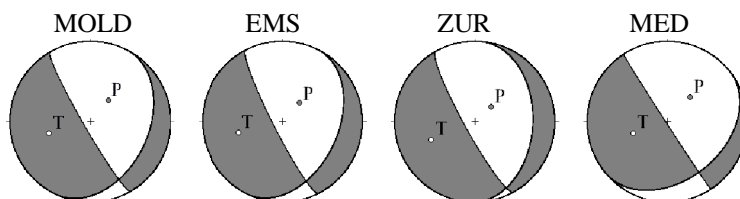


Рис. 16. Землетрясение 30 ноября 2002.

Мы построили решение механизма очага землетрясения 5 октября 2003 г. по 52 знакам. Северный борт разрыва надвигается на южный. Имеется два решения по методу ТМЦ (ZUR, MED). Здесь вторые плоскости близки с нашим решением. Первая плоскость ориентирована диагонально. Ось сжатия близширотна.

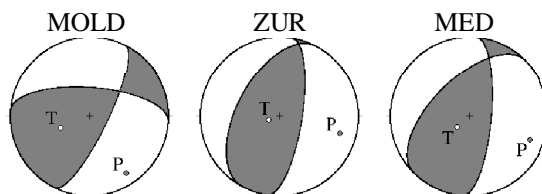


Рис. 17. Землетрясение 5 октября 2003 г.

Землетрясение 27 сентября 2004 г. в районе Вранча произошло на глубине 150 км и ощущалось на значительной части территории Молдовы. Возможно, оно спровоцировало месяцем спустя (27 октября) разрядку накопившихся напряжений и в верхней части ( $h \sim 100$  км) зоны Вранча землетрясением с  $M = 5,6$ .

Есть определения механизма очага этого землетрясения, как по стандартной методике, так и по ТМЦ [HRVD, ZUR, MED].

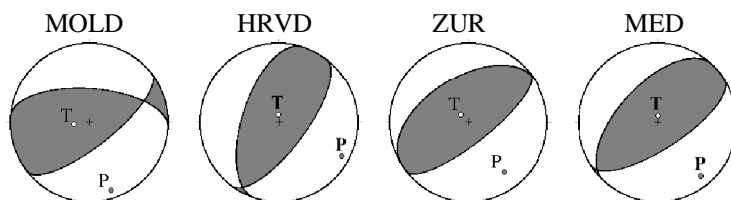


Рис. 18. Землетрясение 27 сентября 2004 г.

Согласно решению механизма очага MOLD нодальная плоскость NP1 ориентирована близширно, плоскость NP2 – на северо-восток. Обе плоскости достаточно крутые, движения в очаге – взброс, сдвиговая компонента незначительна. Подобное решение характерно для землетрясений, обязанным своим происхождением тектоническим процессам Южных Карпат. Решение его очень близко совпадает с решением механизма очага 16 августа 1986 г., которое считается форшоком сильнейшего события 30 августа 1986 г.

В решениях по тензору момента силы сжатия близгоризонтальны по HRVD и чуть ближе к вертикали по ZUR. Меньший разброс отмечен в наклоне сил растяжения, они близвертикальны по всем решениям. Тип движения – почти чистый взброс.

В обоих типах решений вторые плоскости близки по азимутальному направлению. Рабочая плоскость по MOLD ориентирована в направлении запад-восток. Затем она, вероятно, изменила позицию в диагональном направлении.

Землетрясение 27 октября 2004 г. с магнитудой  $m_b=5,6-5,8$  было наиболее сильным после сейсмического дубля 30 и 31 мая 1990 года. Механизм очага по первым вступлениям определён на основе 210 знаков вступлений Р-волн (104 – сжатие, 106 – разрежение). Знаки хорошо разделяются на стереографической проекции. Обе возможные нодальные плоскости имеют северо-западное – юго-восточное простирание и наклонены к горизонту под углом в 46 градусов. Ось сжатия горизонтальна. Характер подвижки по обеим плоскостям взбросовый с небольшой сдвиговой компонентой.

Решения по методу тензора момента центроида HRVD и NEIC [9] близки между собой и характеризуются одной крутой, ориентированной на северо-восток – юго-запад, а другой пологой плоскостью. Ориентация осей напряжений во всех случаях почти одинакова. По решению ZUR угол с горизонтом оси сжатия немного превышает таковой оси растяжения. Очаг представлен сбросовой подвижкой вдоль крутой плоскости. Глубина очага оказалась равной 78 км, что примерно на 20 км меньше, чем таковая по определениям других агентств. Для решения MED время в очаге оказалось на 3-4 сек. меньше, чем для других агентств, и координаты эпицентра вышли за пределы области Вранча.

Сравнение разных определений эпицентра землетрясения и решений механизма очага землетрясения 27 октября 2004 г. приведено на рис. 19. В



решениях MOLD, HRVD и NEIC азимуты второй плоскости NP2 близки между собой. Положение нодальной плоскости NP1 изменилось, вероятно, в процессе разрывообразования.

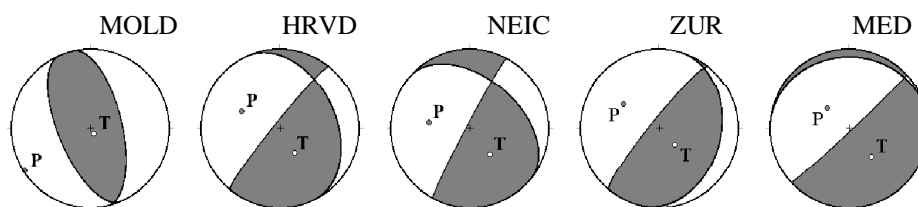


Рис. 19. Землетрясение 27 октября 2004 г.

14 мая 2005 г. Решение механизма очага построено по 102 знакам первых вступлений P-волн. Имеются также решения HRVD и ZUR (рис. 20). Согласно решению механизма очага MOLD, землетрясение 14 мая произошло под действием близгоризонтальных сил сжатия и близвертикальных сил растяжения, направленных близширотно. Оси напряжений имеют близширотную ориентацию. Нодальные плоскости направлены близмеридионально. В очаге наблюдаются взбросовые подвижки с незначительной сдвиговой компонентой.

Сопоставление с альтернативными решениями показывает хорошее согласие.

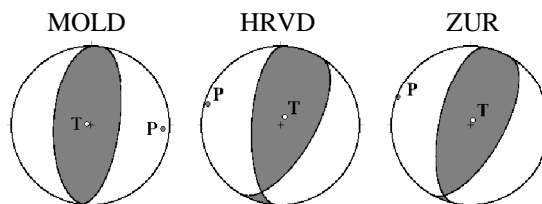


Рис. 20. Землетрясение 14 мая 2005 г.

Землетрясение 18 июня 2005 г. произошло в северо-восточной зоне Вранча. Нодальные плоскости имеют близширотную направленность. Подвижки по обеим плоскостям представлены надвигами. Варианты решений MOLD, HRVD, и ZUR близки между собой (рис.21).

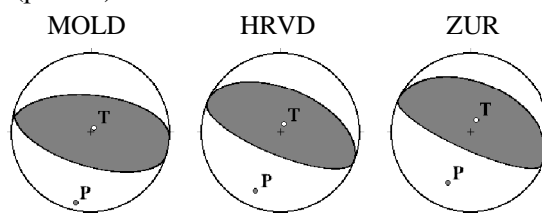


Рис. 21. Землетрясение 18 июня 2005 г.

Решение механизма очага 13 декабря 2005 г. MOLD выполнено по 60 знакам первых вступлений P-волн. Распределение знаков в стереографической проекции очень неравномерное, их разделение затруднено. Обе нодальные плоскости простираются близширотно. Подвижки по ним представлены надвигами. Решения HRVD и ZUR близки между собой. Сравнение их решений по знакам первых вступлений показывает согласие в ориентации осей напряжений. Совпадает тип движения в очаге по крутым плоскостям, ориентированным на

северо-восток – юго-запад, (надвиг). Различие наблюдается в положении вторых нодальных плоскостей, они пологие и простираются субмеридионально (рис. 22).

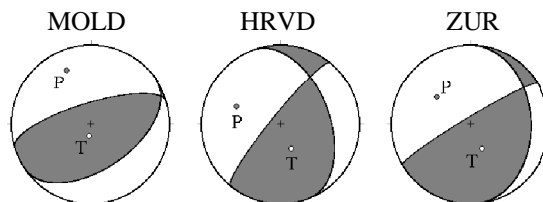


Рис. 22. Землетрясение 13 декабря 2005.

Рассмотрим событие 25 апреля 2009 г. Глубина его очага порядка 100 км. Построение выполнено по 135 знакам первых вступлений Р-волн (135/12).

Обе возможные плоскости разрыва имеют диагональное простирание и почти равные углы падения. Подвижки по плоскостям представляют надвиги с небольшой сдвиговой компонентой.

Кроме того, имеются решения механизма очага землетрясения 25 апреля., полученные с помощью тензора момента-центраида по данным HRVD, ZUR, NEIC, (рис. 23). Все решения хорошо согласуются между собой.

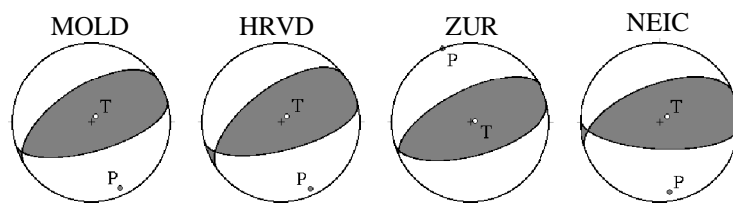


Рис. 23. Землетрясения 25 апреля 2009 г.

### Выводы

Нами собраны и проанализированы решения механизмов очагов для 23 землетрясений области Вранча с промежуточной глубиной очагов. В 19 случаях решения по методу первого вступления Р-волн не противоречат решениям по методу тензора момента центраида.

22 землетрясения произошли под действием сжимающих напряжений, одно - 30.11.2002 г. – под действием растягивающих напряжений.

Сравнение решений, полученных по знакам Р-волн, с решениями ТМЦ для землетрясений 04.03.1977, 02.10.1978, 30.08.1986, 30.05.1990, 28.04.1999, 24.05.2001, 30.11.2002, 14.05.2005, 18.06.2005 показывает практическую их тождественность. При том же типе подвижки отдельные различия отмечаются лишь в ориентации нодальных плоскостей и осей главных напряжений.

В 17 случаях оси, полученные по тензору момента, попали в доверительную область наших решений или оказались близко расположенными к доверительной области. В 6 случаях оси, рассчитанные по методу ТМЦ, не попали в доверительную область осей наших решений.

Тип подвижки в очагах вранчских землетрясений (надвиг, взбросо-сдвиг) в основном сохраняется, независимо от существенной разницы в положении нодальных плоскостей, полученные нами и по тензору момента. Это связано с обстоятельством, что различия в положении нодальных плоскостей закономерны.

Было замечено, что в случаях сравнения положение одной из нодальных плоскостей остаётся почти одинаково; другая нодальная плоскость в случае нашего решения и по ТМЦ имеет почти то же самое падение, но простирается отличается на величину от 30 до 90 градусов.

Имея в виду, что наши решения получены по короткопериодной аппаратуре, а тензор момента по длиннопериодной, наши решения можно отнести к самому началу процесса в очагах, а полученное по тензору момента к этапу наступления его максимальной фазы. Таким образом, получается, что различия в механизмах очагов, полученных разными способами, свидетельствуют о сложном характере процессов вспарывания в очагах изучаемых землетрясений и вероятно об изменении ориентации плоскости разрывов во времени. Это предположение было проверено на примере землетрясения 4 марта 1977 г.

*Проведенный нами анализ показывает, что сравнение механизмов, полученных по короткопериодным волнам и по тензору момента, может дать ценную информацию о развитии процесса вспарывания во время землетрясений.*

### Литература

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., Наука, 1969. 135 с.
2. Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР (Крым-Карпаты за 1977 – 1992 гг.). Киев, Наукова Думка, 1980 – 1995.
3. Сейсмологический бюллетень Украины за 1993 – 2009 гг. Симферополь: ИГ НАНУ, КЭС ОСОБЗ, 1996 – 2011.
4. Bulletin of the International Seismological Centre for 1977 – 2009. – International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/> Bull, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.
5. Степаненко Н.Я., Алексеев И.В., Симонова Н.А. Механизмы очагов землетрясений области Вранча, происшедших после событий 30, 31 мая 1990 года. // Buletinul Institutului de Geofizica si Geologie al Academiei de Stiinte a Moldovei. N1, 2005. P. 27-34.
6. Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Илиеш И.И. и др. Сейсмический режим области Вранча за период 1991 – 2001 гг. // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 73-77.
7. Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. и др. Атлас карт интенсивности землетрясений Молдовы (XVIII-XXI вв.). Кишинев, 2009. 154 с.
8. Dziewonski A.M., Chou T-A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from move form data for studies of global and regional seismicity. // J. Geophys. Res. 1981, 86. P. 2825-2852.
9. Dziewonski A.M, Ekstrom G., Franzen J.E and Woodhouse J.H. Global seismicity of 1977: Centroid – moment tensor solution for 471 earthquakes. // Phys. Earth Planet. Inter., V. 45, 1987. P. 11-36.
10. Dziewonski A.M, Ekstrom G., Franzen J.E and Woodhouse J.H. Centroid – moment tensor solution for July – September 1986. // Phys. Earth Planet. Inter., 1987, V. 46, P. 305-315.

11. Enescu D. Contributions to the knowledge of the focal mechanism of the Vrancea strong earthquake of March 4, 1977. // Rev. Roum Geol., Geophys., Geogr., Geophysique. 1980, t. 24, N1. P. 3-18.
12. Muller G., Bonjer K.P., Stockl H. Procesul de rupere dedus din soluția planului de falie și analiza evenimentului multiplu. // Cercetari seismologice asupra cutremurului din 4 martie 1977. București. 1979. P. 17-38.
13. Trifu C.I., Oncescu M.C. Fault geometry of August 30th 1986 Vrancea earthquake. // Annales de Geophysique, 1987, B5, N6. P. 727-729.
14. Mostryukov A. O., Petrov V.A. Catalogue of focal mechanisms of earthquakes 1964-1990. Materials of the World Data Center. Moscow. 1994. 87 p.
15. Захарова А.И., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В. и др. Сильные землетрясения мира. // Землетрясения в СССР в 1990 году. РАН. М., 1996. С. 214.
16. Oncescu M.C., Apolozan L. Dubletul seismic de la 1 august 1985. // St. și cerc. de Geol., geof., geogr. Geofiyica, t. 24, 1986. P. 12-16.
17. Bonjer K.P., Oncescu L., Rizescu M. etc. Source- and Site-parameters of the April 1999. // International Conference Earthquake Loss Estimation and Risk Reduction. Bucharest, Romania, 2002. P. 24-26.

*Primit la redacție – 17 iulie 2012*

CZU 550.34

Sandu I., La Mura C.<sup>1</sup>, Panza G.F.<sup>1,2,3</sup>, Alcaz V.

## Parametric test for the impact of May 30, 1990 Vrancea earthquake on Cahul area

### Abstract

*The systematic observations of seismic activity on the territory of the Republic of Moldova show the influence of strong seismic events generated in Vrancea zone (south-eastern Carpathian Mts.). This fact is used for hazard and risk estimation, which involves (probabilistic approach, at local and regional scales).*

*The probabilistic approach uses attenuation law as an approximation of the seismic field, and does not consider all source and site effects, therefore, a detailed deterministic analysis is required to fix corrections and gaps for more realistic seismic risk assessment of the territory of the Republic of Moldova. With this purpose as a starting point, we perform a full parametric study for the city of Cahul, located in the southern part of the country, and its surrounding area. The analysis is done in the framework of 1D approximation, i.e. the analyzed region is modeled with a stack of isotropic, homogeneous and inelastic layers. The parametric test shows that the local structure has primary influence on local seismic impact, and geological, tectonic and geophysical data are the key factors, which distinguish the seismic field from site to site. At the regional scale, the seismic wave-field is different from site to site due to the directivity effects of the source. This aspect can be extended in order to perform a more realistic scenario for the entire territory of the Republic of Moldova.*

### Резюме

*Систематические наблюдения сейсмической активности на территории Республики Молдова свидетельствуют о периодическом воздействии сильных землетрясений генерируемых зоной Вранча (юго-восточные Карпаты). Это определяет необходимость оценке сейсмической опасности и риска на основе вероятностного подхода, на местном и региональном уровне.*

*Вероятностный подход использует закон затухания в качестве аппроксимации сейсмического поля и не учитывает все стороны связанные с источником и местом наблюдения; отсюда происходит необходимость в детальном детерминистическом анализе для исправления и более реалистичной оценки сейсмического риска территории Республики Молдова. Для этого в работе рассмотрен метод модального суммирования при параметрическом тесте 1D (линейное приближение структуры).*

*Параметрический тест показывает, что на местном уровне структура является определяющим фактором для сейсмического воздействия, а геологические, тектонические и геофизические данные являются ключевыми факторами, которые характеризуют распределение сейсмического поля.*

*На региональном уровне, макросейсмические волновые поля различаются в зависимости от расположения пункта наблюдения относительно источника как следствие эффекта направленности источника. Этот аспект может быть учтен при разработке более реалистичного сценария для всей территории Республики Молдова, который, на данный момент, выполнен только для Кагульского района на юге страны.*

<sup>1</sup> Department of Mathematics and Geosciences, University of Trieste, Trieste, Italy

<sup>2</sup> The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, SAND Group, Trieste, Italy

<sup>3</sup> Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing, China

### Introduction

The territory of the Republic of Moldova is periodically influenced by strong events from Vrancea seismic zone. According to MSK intensity scale its seismic impact is characterized as intensity 6, 7, and 8 on seismic hazard maps for the territory of the Republic of Moldova [1-3].

The current hazard maps are using the standard probabilistic approach (Fig.1) [4-6]. The method, however, does not take into account the source and site effects. Therefore, a more detailed deterministic analysis is strongly suggested to introduce corrections for a more adequate classification of the seismic impact and to ensure a more realistic seismic risk assessment for the entire territory of Moldova. In recent studies, [7- 8], it has been demonstrated that some significant disagreement between peak ground acceleration (PGA) values of the probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) and observed PGA was found, which should be considered as the confirmation of the existing problems with PSHA.

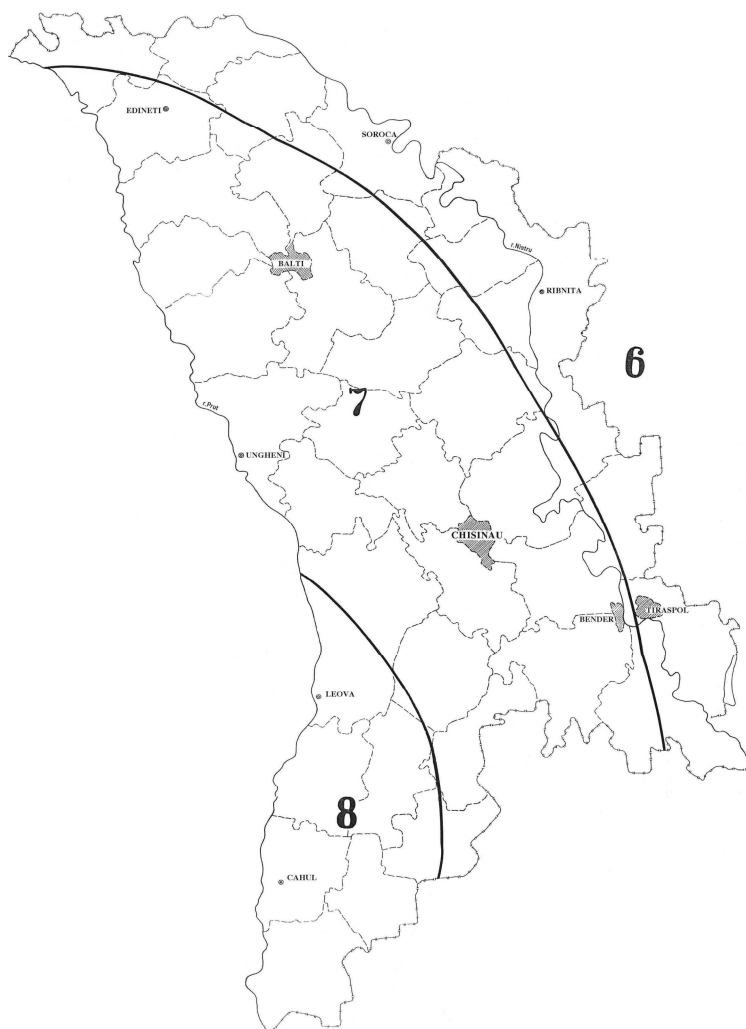


Fig.1. Seismic zoning map of the Republic of Moldova territory [3].

The Neo-Deterministic Seismic Hazard Analysis (NDSHA) [9-11] takes into account several parameters related to the modeling of both the source and the structures interested by the wave-field, like source geometry, fault mechanism, and the local soil characteristics. This is a powerful tool for building up both seismic hazard maps and deterministic scenarios for the most vulnerable parts of Moldova territory, by using the recent results on focal mechanisms studies [12-13]. To this aim, as a preliminary step, a set of several parametric tests has been carried out. The parametric tests concern with the variations of geologic structures and both source and receiver parameters. Then a comparison between the macro-seismic records and the synthetic seismograms computed by Modal Summation Method (MSM) has been carried out. All these tests are based on 1D crust modeling of surrounding Cahul city area.

### **Seismic activity, tectonics and geology of the investigated areas**

The geophysical survey of the territory between Prut and Nistru rivers carried out in 50-70's, assigns the central and northern areas of actual borders of Republic of Moldova to the East European platform (EEP). This structure, consolidated in Precambrian, has been discovered first time as Ukrainian Shield. It descends under the sedimentary layers, on Moldova territory, from 100m to 5000m depth on NE-SW direction, and did constitute the crystalline basement of the EEP. This EEP foundation is limited by the Eastern Carpathians and North Dobrogea (Orogen) through the continuous space of the Scythian plate, which includes depressions: Pre-Dobrogean and Bîrlad [14]. Depressions define the Scythian plate by two major geophysical anomalies, which just suggest the presence of an old faults system in this area. First major fault, located further north, which begins with Bistrița fault to the East, by Leova - Comrat - Belgorod-Dnestrovsk fault. The next one starts with Trotus fault, in extension to the East, near to Cahul - Vulcănești - Bolgrad - Ismail cities [14-15].

Our interest focuses on south Moldova territory, near to Cahul – Taraclia cities. The sedimentary layers on geologic profile, from the sediments found in boreholes, are not older than Paleozoic horizon of Scythian platform, shown in Fig.2-3. These geologic profiles were been built up by interpolation technique of geologic borehole data, which considers also, the seismic tomography and gravity anomaly data [14]. A detailed geologic data about structure parameters is shown in Tab.1.

The seismic activity of the crust in the Carpathian region does not exceed  $M \approx 5.4$  (on Gutenberg-Richter scale) [3]. According to the macro-seismic and instrumental records, the 90% of the seismic energy has been generated at intermediate foci of Vrancea zone [16]. The seismic energy, released from intermediate depth foci through several great seismic events had strong seismic impact on a large area at the surface, while the crust seismic activity, has a diffuse character on the earthquake's distributions [12], and fault plane orientations [13], [17-18]. The crust seismicity has only local seismic impact [19]. Our investigated area it is located at considerable epicenter distance from any active zone of the crust. This reason allows us to neglect the crust seismicity with low energy release and high attenuation, by surface wave propagation.

The instrumental record, from last 50 years of seismic observations, at global and regional scale, identifies three strong earthquakes with  $M_w \geq 6.5$ , occurred in Vrancea zone. Their source parameters are given in Tab.2, and represented in Fig.2. It is assumed that all mentioned seismic events have the same focal mechanism, specific for 90% of earthquakes occurred in this region [22]. This fact suggests us to use May 30, 1990 event, as the most recent recorded seismic strong motion [23].

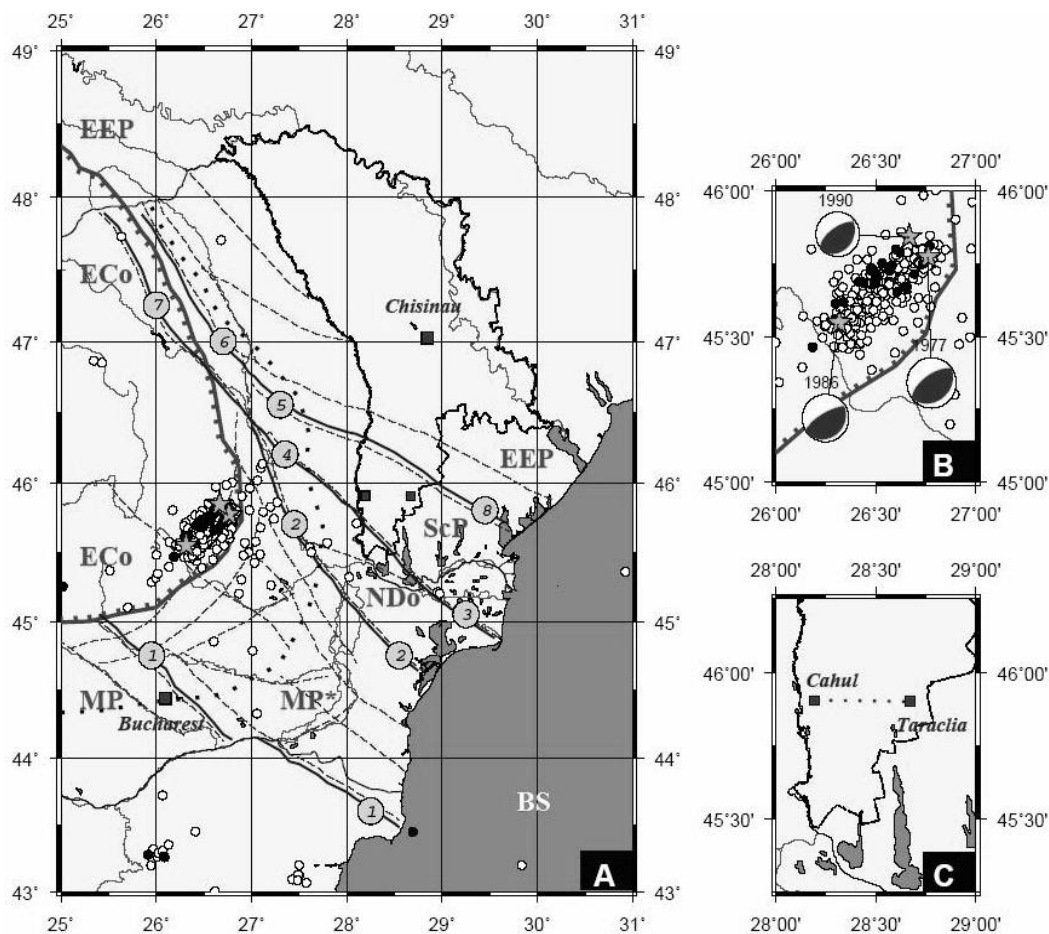


Fig.2. Eastern Carpathian's seismo-tectonics.

Tectonic elements:

*Platforms:* EEP- East European Platform, MP- Moesian Platform, MP\*- Moesian Platform (Dobrogean section), ScP- Scythian Platform;

*Orogens:* ECo- East Carpathian Orogen, NDo- North Dobrogean Orogen;

*Basins:* Black Sea;

*Faults:* dashed lines;

*Tectonic margins* (faults/anomalies) continuous lines: 1- Intra-Moesian, 2- Peceneaga-Camena, 3- Sf. Gheorghe [20], or Cahul-Izmail [21], 4- Trotus, 5- Bistrița, 6- Solca, 7- Cîmpulung Moldovenesc [20], 8- Țiganca-(Ciadir-Lunga) [21]. The Carpathian's foredeep (bold dotted line), Carpathian's nappes (serrated line);

*Seismicity:* Data from NEIC\* (1961-2011) of  $4.0 < M < 5.0$  (white circles),  $5.0 \leq M < 6.5$  (black circles),  $M \geq 6.5$  (stars);

*Source mechanisms:* Harvard CMT†;

*Cities and high density populated areas* (squares);

*Profiles:* Regional map (A), Vrancea-zone (source) (B), Cahul-Taraclia (site) (C).

\* <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/> (NEIC)

† <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (Harvard CMT)



## Input data

### *Structural models*

In this study, the starting point for deterministic hazard analysis is the definition of the local structure.

Going from bottom (about 1000km depth) to top (free surface), the deepest part of the reference model could be any continental (or global) model: PREM, AK-135, or iasp91, up to 250km depth [14], as it was mentioned in [22-23]. The applicability of global reference models, from 1000km up to  $\approx 250$ km, comes out from recent studies on seismic tomography of Eastern Carpathian area, where the Moldavian territory has been considered. It has been shown that  $V_P/V_S$  ratio has small fluctuation with depth:  $\approx 1.85$  at 250km,  $\approx 1.75$  at 150km [24]. Also, it was shown that velocity anomalies in the region are less than  $\pm 100$ m/s, for S wave values of iasp91 [25]. Similar results: of less than  $\approx 2\%$  on velocity anomalies for PREM [26-27], AK-135 [28], reference velocity structures were obtained after 3D seismic inversions, up to 600km, [29-30].

Recent seismic tomography investigations of Carpathian Mts. region [31-32] give a details information about the reference model structure and extends it from 250km up to  $\approx 60$ km depth. Due to fundamental research on magnetic, electric, gravimetric, and seismic fields of EEP, the upper-part of the earth's model representing the crust is divided into three sections: upper, middle, and lower crust ([14], [33]). One important parameter remains to be mentioned here: the crust-mantle discontinuity (Moho) around 50km for Vrancea zone [33], around 44km for Carpathian belt and EEP nearby. This divergence on values could be explained by Bouguer gravimetric anomalies [34-36], and supposes the presence of a thick layer, of about 10km, of sediments on the upper part of Focșani depression.

Table 1

Elastic parameters for geologic structure

Nr.	Era [Layer]	$\rho$ , (g/cm <sup>3</sup> )	$V_S$ , (km/s)	$V_P$ , (km/s)	$Q_S$	$Q_P$
1	Cenozoic [E]	2.15	1.70	2.80	50	110
2	Mesozoic [D]	2.35	2.10	3.63	70	160
3	Paleozoic [C]	2.55	2.47	4.28	100	210
4	Proterozoic [B]	2.60	2.73	4.60	120	260
5	Archean [A]	2.65/2.90	2.95/3.2	5.00/5.50	140/150	290/300

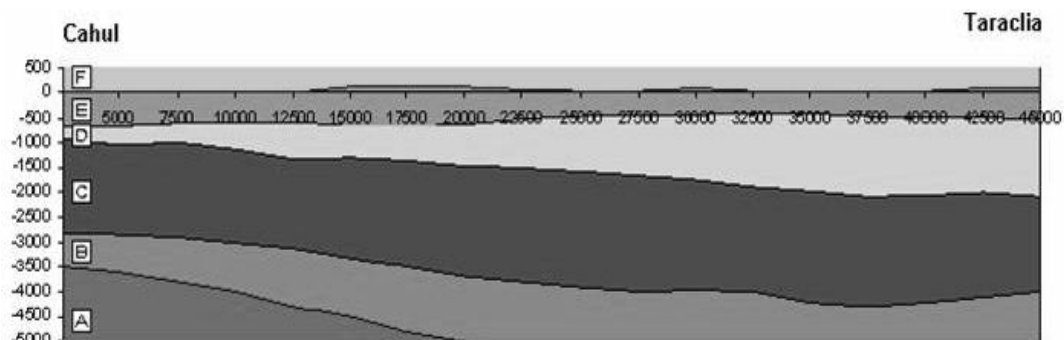


Fig.3. Regional Geologic Profile: Cahul-Taraclia.

Geologic Horizon (layer): A-Archean, B-Proterozoic, C-Paleozoic, D-Mesozoic, E-Cenozoic, F-air; All vertical axes are magnified of about 20 times comparing horizontal axes; The realistic proportions of axes scales will show almost parallel layers structure. The layer thickness in the profile can be found on previous work of the authors [14].

In Fig.3, the five reference horizons have the elastic parameters given in Table 1. We recombine the horizons, according to geologic Era and Periods (data from 73 boreholes) [14]. The contour lines for first three geologic horizons have high precision (Fig.3, between: F-E; E-D; D-C). Due to the scarcity of deep (more than 4000m depth) boreholes on the profile (Fig.3, between: C-B; B-A), we have an approximate shape of these layers, only.

**Source parameters**

The source parameters derived from instrumental observations of the seismic events occurred in Vrancea area during last 50 years, selected for this study, are given in Table 2. The reference focal mechanism solution is chosen to be the one provided by Harvard agency. It is shown that Vrancea seismic sources behave similar, for all great events: March 04, 1977; August 30, 1986; May 30, 1990, with the characteristic source mechanism (gray color, Fig. 4), but different from mechanism solution 1, used for similar 1D test for the city of Bucharest [23]. The epicentral distance and azimuth of the site have been computed according to the spherical trigonometry formalism [37].

Table 2

Source parameters of strong earthquakes ( $M_w > 6.5$ ) occurred in Vrancea zone

Event A. March 04, 1977											
Cat.	Lon, E	Lat, N	Depth	$M_w$	$m_b$	dip	rake	strike	Az	Ep	SR
1	26.17	45.23	83.6	7.5	6.4	62	92	235	64	162	171
2	26.8	45.8	90	7.4	-	60	80	225	84	98	141
3	26.72	45.83	86	7.4	6.1	71	99	222	85	103	137
4	26.71	45.82	85.8	7.4*	6.5	75	105	279	85	104	194
Event B. August 30, 1986											
1	26.53	45.76	132.7	7.2	6.3	72	97	240	82	117	158
2	26.5	45.5	131	7.1	-	65	104	227	71	128	156
3	26.31	45.54	137	7.1	6.3	69	102	245	74	139	171
4	26.31	45.54	137	7.0/7.1	6.3	70	106	248	74	139	184
Event C. May 30, 1990											
1	26.81	45.92	74.3	6.9	6.7	63	101	236	91	96	145
2	26.9	45.9	60/90	6.9/7.4	-	63	101	239	90	90	149
3	26.66	45.85	89	6.9	6.4	62	82	218	87	107	131
4	26.66	45.85	89	6.9/7.3	6.4	60	109	227	87	107	140

“Cat”-catalogue (source): 1. Harvard CMT<sup>b</sup>; 2. [9]; 3. NEIC<sup>a</sup> and [38]; 4. [12];  
 Angles (degree): “SR”-strike receiver, “Az”-site azimuth.

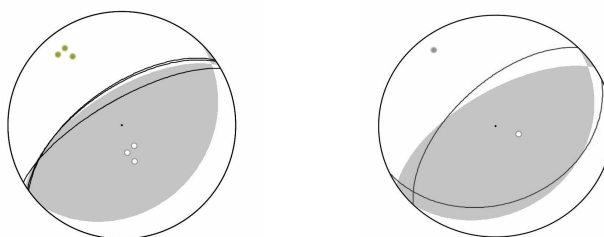


Fig.4. Source mechanism for Vrancea earthquakes according Cat.1 (Table 2).

The gray color mechanism shows the averaged fault plane solutions for all three intermediate depth events: March 04, 1977; August 30, 1986; May 30, 1990; The gray domain, averaged mechanism (left) differs than mechanism one (right), which has been used in similar study (DSHA) for Bucharest city [23].

## Results

The full parametric test for 1D modeling shows clearly that the seismic impact on the sites located at epicentral distances greater than source depth decrease exponentially for any azimuth. The seismic impact is evaluated through the full analysis of three components synthetic accelerations (*acc*), velocity (*vel*) and displacement (*dis*), for three geological models: A, B, C. Here, A - model represents the average of the regional lithosphere structure [32], B - model combines the regional lithosphere structure [32] with the profile [14], and C - model couples the deep structure of model A with borehole data at Cahul station, on the top. The Modal Summation Method (MSM) [10-11, 39-40], allows us to compute the complete wave field generated at the source and propagating across the whole anelastic structure up to the receiver.

We performed parametric tests varying the following source parameters one by one: strike-receiver angle (SRE), source depth (SDE), dip (DIP) and rake (RAK) angles and epicentral distance (EDI) (Fig.5-7). Due to editorial standard requirements, in this paper we show the variation of three components of the synthetic *acc*, *vel*, and *dis*, with SRE. For the remaining parametric tests, we show synthetic acceleration, only.

Comparing the values obtained for: transversal (TRA), radial (RAD) and vertical (Z) components of *acc*, *vel*, and *dis*, between A, B, C models, in Fig. 5-12, we confirm the necessity to have a deep knowledge of the local soil conditions. In the figures, the straight, vertical lines fix the exact values of the parameters from Table2, and vertical, dashed lines define the confidence interval ( $\pm 5^\circ$  for angles, and  $\pm 5$ km for EDI).

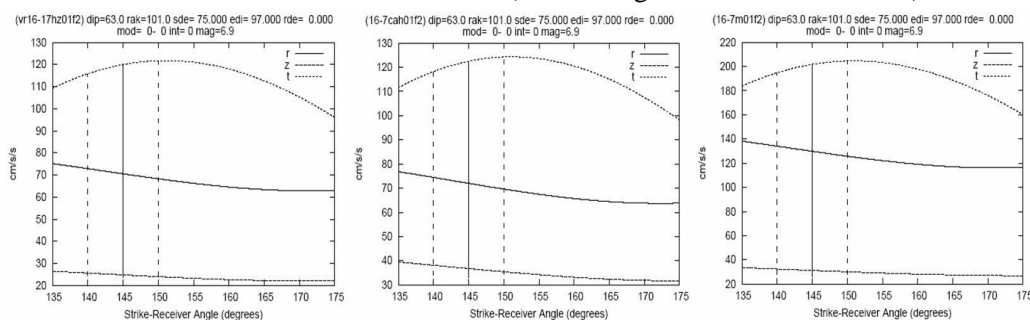


Fig.5. Parametric test on SRE in the frequency domain: [0, 1] Hz;

*acc* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component;  
*z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

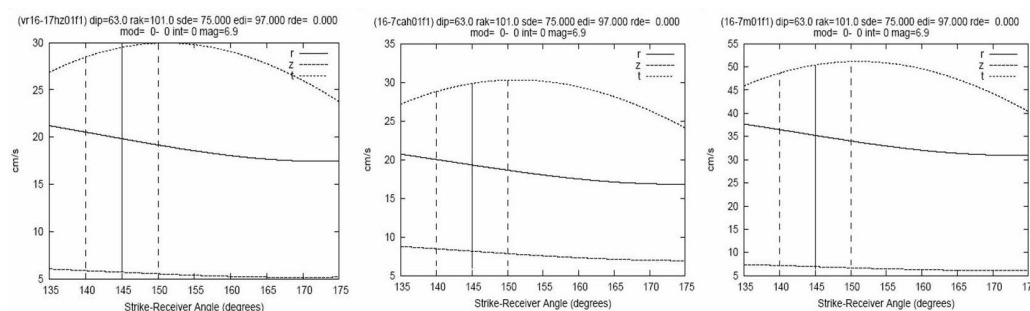


Fig.6. Parametric test on SRE in the frequency domain: [0, 1] Hz;

*vel*. Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component;  
*z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

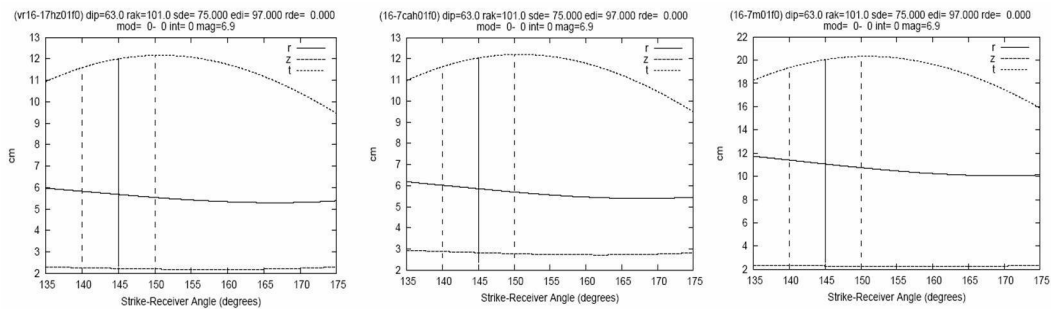


Fig.7. Parametric test on SRE in the frequency domain: [0, 1] Hz;  
*dis.* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component;  
*z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

From the figures, the maximum values for synthetic seismograms occur, for the model C, build up with the detailed borehole data placed on the top layer of geologic structure.

The synthetic transversal components of *acc* show maximum values, similar to values of N-S component of recorded *acc* at Cahul station, on Geographic Coordinate System (GCS), due to the station azimuth (Tab.2). The parametric tests for angles (SRE, DIP, and RAK) show stable values (changes  $\pm 5\%$ ) for all synthetic signals of structural models, at the frequencies [0,1] Hz (Fig.5-7). In Fig.5, the *acc* values for TRA, RAD and Z - components, of A and B models are almost same. These values are by 60% less than case of model C.

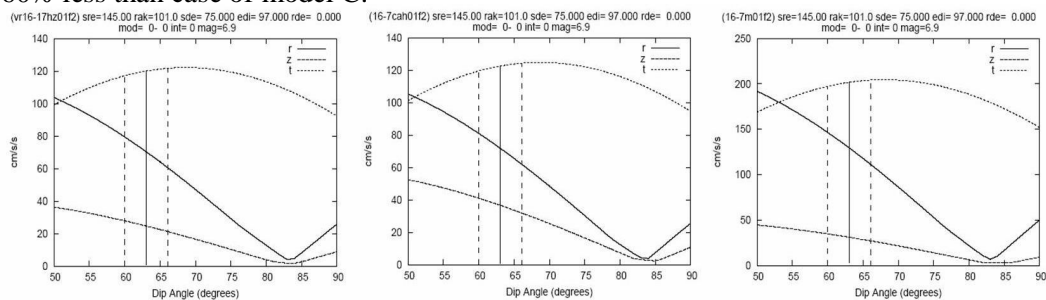


Fig.8. Parametric test on DIP in the frequency domain: [0, 1] Hz;  
*acc* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component;  
*z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

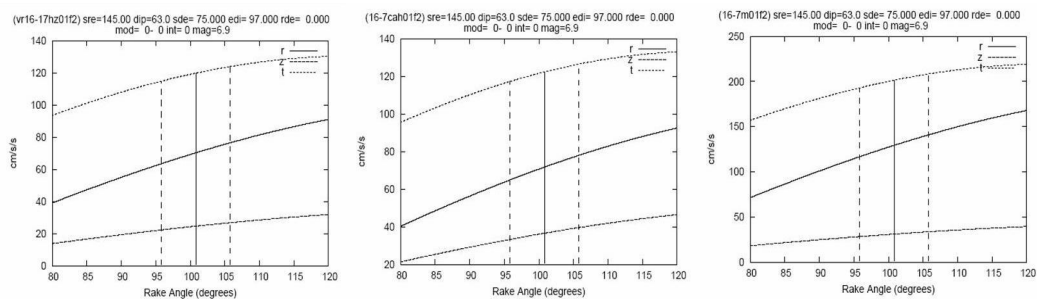


Fig.9. Parametric test on RAK in the frequency domain: [0, 1] Hz;  
*acc* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component;  
*z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

To interpret the shape of the SRE dependence, we consider all the factors which can affect this parameter. For a fixed site, the changes may be due to source location (an error on estimations for the event occurs, or new location for (probable) future big event, which involves the probabilistic input on the deterministic assessment of this problem); with a fixed source, changes on SRE values may be due to the sites at same EDI and geologic structure we consider, near the geologic profile (Fig.3).

The increasing values of TRA components, may be connected with the sites located in the northern part of the profile, up to Țiganca-(Ciadfir-Lunga) and Bistrița *structure anomalies* of the local geology, according to the SRE values (Fig. 5-7). The *last point* has confirmations on macro-seismic intensity fields, of great seismic events of last century. On the maps it is shown (separately) for: Moldova, Romania territories, same seismic intensity values 7-8 on MSK scale [38]. According the *acc* max values of MSK-64, and MSK-77 intensity scales [9], [41], also, those from computed seismograms of May 30, 1990 seismic event, on [0,1] Hz frequency domain, it shows the seismic intensity VIII (in Cahul city); These values are confirmed by *vel* and *dis* of the C model geologic structure also.

The Fig.10-13 show the maximum values for the TRA components. The maximum of the EDI test is strongly related to SDE parameter (Fig.13). Comparing with macro-seismic intensity maps the most appropriate value for SDE remains the one provided by Harvard agency. This SDE keeps the maximum values for ground motion components in Focșani area at EDI≈70-80km.

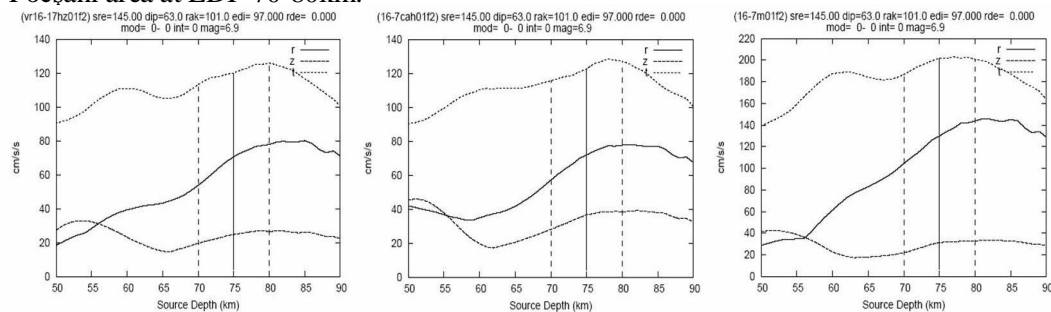


Fig.10. Parametric test on SDE in the frequency domain: [0, 1] Hz;

*acc.* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component; *z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

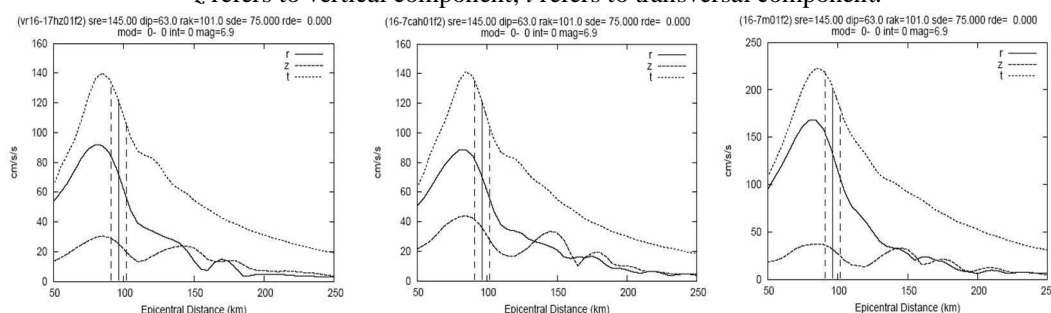


Fig.11. Parametric test on EDI in the frequency domain: [0, 1] Hz;

*acc.* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component; *z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

We performed 1D parametric test, because few borehole data are available within the analyzed area. The seismic profiles of the investigated region are not enough to implement 2D and 3D modeling.

On the contrary, for the city of Chișinău a higher density of geological data is available. So, a detailed layered model of upper 200-400m depth can be build up, and more advanced techniques for evaluating the seismic impact of the Vrancea intermediate depth of other earthquakes on the city can be applied.

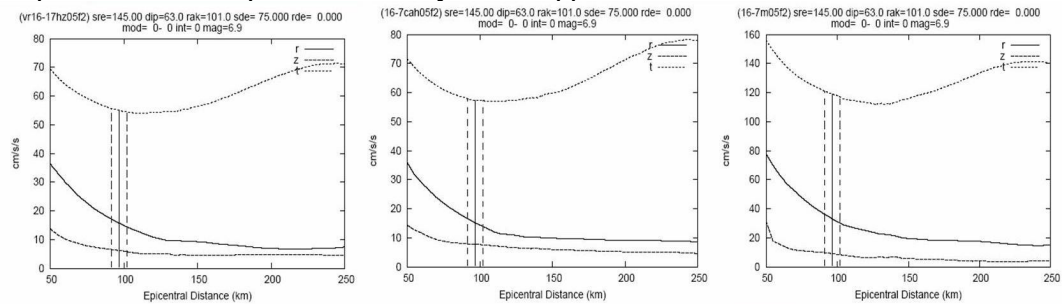


Fig.12. Parametric test on EDI in the frequency domain: [0, 1] Hz;

*acc.* Peak values; A, B, C, models; *r* refers to radial component; *z* refers to vertical component; *t* refers to transversal component.

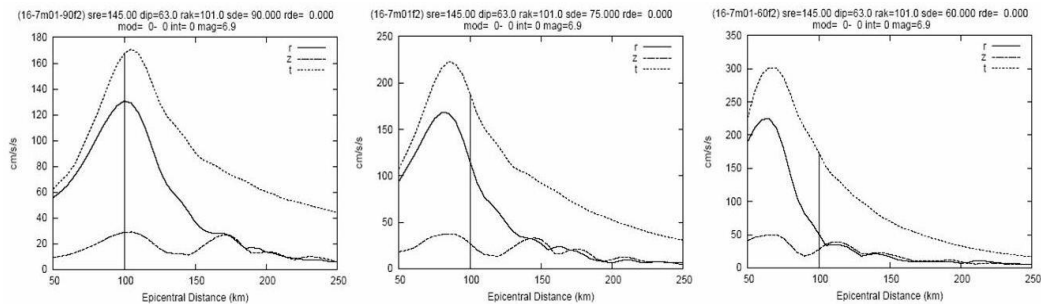


Fig.13. Parametric test on EDI in the frequency domain: [0, 1] Hz.

*acc.* Peak values; C model. (90, 75, 60km SDE, decreasing from left to right).

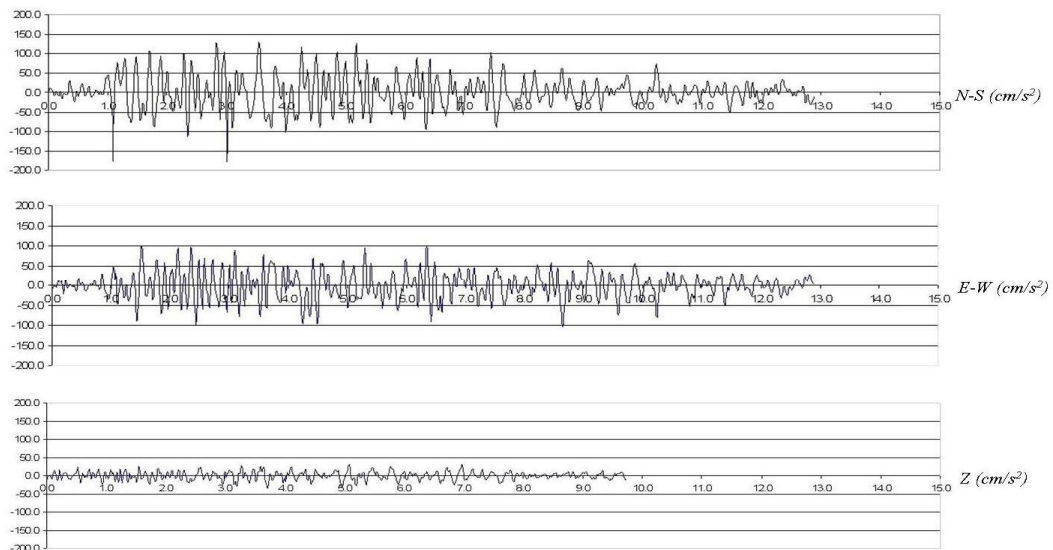


Fig.14. The ground motion recorded acceleration of May 30, 1990 event, at Cahul seismic station

## Conclusions

The first simulation, for high seismic hazard area on south Moldova territory, has been done computing synthetic seismograms with different source parameters and local geology. A parametric test for 1D geological structure of Cahul city has been done by using the MSM, for 30 May, 1990, seismic event scenario. The complexity of the problem shows that source mechanism and soil conditions are strongly related and cannot be separate from each other, if we intend to obtain the realistic scenario of the ground motion field in the investigated area. So, following some general concepts about tectonic regime, and using information from geology of the South part of Moldova territory, we build up three structure models for 1D parametric test.

The parametric tests show a relative stability on the computed seismograms maximum values for *acc*, *vel*, and *dis*. It means variations within  $\pm 5\%$  for max values of *acc*, *vel*, *dis*, if the values of strike – receiver, dip and rake angles are changed by  $\pm 5^\circ$  and the epicentral distance or the source depth are changed by  $\pm 5$  km. So, the source mechanism here can admit the errors not larger than mentioned values, or the method can be used with a statistic component of the applied mechanism solutions in the computation.

Our simulations at 1 Hz, for sites near the city of Cahul, show strong source effects depending on azimuth (SRE) and epicenter distance (EDI), due to the radiation pattern of double couple source approximations.

From synthetic seismograms of *acc*, *vel*, *dis*, the TRA component, which corresponds to S-N record axis of Cahul city station accelerometer, is responsible for the seismic impact in the area. The comparison of the obtained peak values for *acc* ( $cm/s^2$ ) TRA: RAD: Z (200:130:30) synthetic seismogram components ratio, for detailed local structure model, and S-N: E-W: Z (180:110:30) components of the *acc* records, shows a good agreement, for [0, 1] Hz frequency domain (Figure. 5 and 14).

These results will be improved by using a 2D structure in the simulations, where the horizontal heterogeneity is considered together with the vertical one. At this moment, we have not sufficient data for modeling the local sedimentary layers. The structure may combine data of geologic boreholes and seismic profiles from this area.

## Acknowledgement

Support from the ICTP/IAEA STEP program is gratefully acknowledged.

## References

1. Radulian M., Mandrescu N., Panza G.F., Popescu E., Utale A., (2000), Characterization of seismogenic zones in Romania, Pure and Applied Geophysics. 157, Seismic Hazard of the Circum-Pannonian Region (Eds: Panza G.F., Radulian M.), ISBN-3764362634, Basel, 57-77.
2. Drumea A., Ghinsari V., Zaicenco A., (2003), Moldova (Country Report), International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, (Eds.: William H.K Lee, Hiro Kanamori, et al.), Part B, Vol. 81B, ISBN0124406580, Academic Press Elsevier Science, USA, 1403-1404.
3. Алказ В.Г., Региональная сейсмическая опасность. Научно-Методические основы прогноза сейсмической опасности и сейсмического риска территории Республики Молдова (Диссертация, уч. ст. доктора хабилитат физ.-мат. Наук), Кишинев 2006, 24-50 (in Russian).



4. Mostrioukov A., Petrov V., (1994), Catalogue of focal mechanisms of earthquakes 1964-1990. Materials of the World Data Center, Moscow.
5. ISC (1964-2002), Bulletins of the International Seismological Centre. 6-13, CD, UK, <http://www.isc.ac.uk>
6. Oncescu M.C., Marza V.I., Rizescu M., and Popa M., (1999), The Romanian earthquake catalogue between 984-1996. Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation (Eds.: Wenzel F., Lungu D. and Novak O.), Kluwer Academic Publisher, 43-49.
7. Zuccolo E., Vaccari F., Peresan A., and Panza G.F., (2011), Neo-Deterministic and Probabilistic Seismic Hazard Assessments: A Comparison over Italian Territory. In: Advanced Seismic Hazard Assessment (Part-I: Seismic Hazard Assessment), Eds.: Panza G.F., Irikura K., Kouteva-Guentcheva M., Peresan A., Wang Z., Saragoni R., ISBN 9783034800396, Pure Appl. Geophys. 168, 69-83.
8. Panza G.F., Peresan A., La Mura C., (2012), Seismic Hazard and Strong Ground Motion: An operational neo-deterministic approach from national to local scale, Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), UNESCO (in press)
9. Radulian M., Vaccari F., Mandrescu M., Panza G.F., Moldoveanu C.L., (2000), Seismic Hazard of Romania: Deterministic Approach, Pure and Applied Geophysics. 157, Seismic Hazard of the Circum-Panonian Region (Eds.: Panza G.F., Radulian M.), 221-247.
10. Panza G.F., Romanelli F., Vaccari F., (2001), Seismic Wave Propagation in the Laterally Heterogeneous Anelastic Media: Theory and Applications to Seismic Zonation, Advances in Geophysics. 43, Academic Press, San Diego, 1-95.
11. Panza G.F., La Mura C., Peresan A., Romanelli F. and Vaccari F., (2012), Seismic Hazard Scenarios as Preventive Tools for a Disaster Resilient Society, Advances in Geophysics 53, 93-165.
12. Sandu I., Zaicenco A., (2008), Focal Mechanism Solutions for Vrancea Seismic Area, In: Harmonization of Seismic Hazard in Vrancea Zone, (Eds.: Zaicenco A., Craifaleanu Iolanda, Paskaleva Ivanka), NATO Science for Peace and Security Series – C.: Environmental Security, Springer, ISBN-978-1-4020-9240-4 (HB), 17-46.
13. Sandu I., (2009), The stress field of Vrancea region from fault plane solution (FPS) catalogue, Bulletin of the Institute of Geology and Seismology (ASM), Nr.2, ISSN-1857-0046, 31-34.
14. Sandu I., Modelul Geofizic al Regiunii Orasului Cahul, Profilul Cahul-Taracia. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al ASM, Nr.2, 2010, ISSN-1857-0046, 63-73 (in Romanian).
15. Damian A., Zugravescu D., (2002), Fenomene din domeniul Nord-Vest Pontic si influentele posibile asupra zonei seismice Vrancea, St. Cerc. Geofizica, Acad. Rom., Bucuresti, tomul 40, 3-26 (in Romanian).
16. Bala A., Radulian M., Popescu E., (2003), Earthquake distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania, Journal of Geodynamics. 36, 129-145.
17. Radulian M., Bala A., and Popescu E., (2004), Fault plane solution as indicators of specific stress field characteristics in Vrancea and adjacent seismogenic zones (Eds.: Lungu D., Wenzel F., Mouroux P., and Tojo I.), Proceedings of International Conference Nr.1., Intl. Conf.: Earthquake loss estimations and risk reduction, Bucharest, Romania, 151-161.



18. Oncescu, M. C., (1987), On the stress tensor in Vrancea region (short communication), *J. Geophys.*, 62, 62–65.
19. Cornelus Radu, Gabriela Polonic, Seismicitatea teritoriului României cu referire speciala la regiunea Vrancea, Cutremurul de pământ din România de la 4 martie 1977, Editura Academiei RSR, București 1982, 75-136 (in Romanian).
20. Sandulescu M., (1984), *Geotectonica Romaniei*, Ed.Tehn., Bucuresti, 336p (in Romanian).
21. Геология СССР. Т. XLV. Молдавская ССР. Москва, «Недра», 1969. 456 с. (in Russian)
22. Marmureanu Gh., Carmen O.C., Marmureanu A., (2010), Cercetări privind hazardul seismic local (microzonare) a zonei metropolitane București. Harți de microzonare seismică în accelerații, perioade fundamentale și intensități seismice. Tehnopress, Iasi. 471p (in Romanian)
23. Moldoveanu C.L., Panza G.F., (2001), Vrancea Source Influence on Local Seismic Response in Bucharest, *Pure and Applied Geophysics*, 158, Basel, 2407-2429.
24. S.A.P.L., Cloeting, et al, (2007), TOPO-EUROPR: The geoscience of coupled deep Earth-surface process, *Glob. and Planet. Chan.*, 58, 1-118.
25. Federica Marone, (2003), Doctoral Thesis: Upper mantle S-velocities and crustal thickness in the Eurasia-Africa plate boundary region derived from regional seismograms, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
26. Morelli, A., and A. Dziewonski, (1993), Body wave traveltimes and a spherically symmetric P- and S- wave velocity model, *Geophys. J. Int.*, 112, 178-194.
27. Dziewonski, A. M., and F. Gilbert, (1976), The effect of small aspherical perturbations on travel times and a re-examination of the corrections for ellipticity, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44, 7-16.
28. Kennett B.L., Engdahl E.R., Buland R. (1995), Constraints on seismic velocities in the earth from travel times, *Geophys. J. Int*, 122, 108-124.
29. Claudia Piromallo and Andrea Morelli, (2003), P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, No. B2, 2065.
30. Koulakov, I., Kaban, M. K., Tesauro M., and Cloetingh S., (2009), P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of the ISC data, *Geophys. J. Int.* 179, 1, 345-366.
31. F. Hauser, V. Raileanu, W. Fielitz, A. Bala, C. Prodehl, G. Polonic, A. Schulze, (2001), VRANCEA99-the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from seismic refraction profile in Romania, *Tectonophysics* 340, 233-256.
32. Reneta B. Raykova, Giuliano F. Panza, (2006), Surface waves tomography and non-linear inversion in the southeast Carpathians, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 157, Elsevier, 164–180.
33. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа, (Под ред. А.В.Чекунов), Инст. геофиз. им. С.И.Субботина (А.Н.УССР), ISBN-5120005934, Киев-Наукова Думка, 1989.
34. Mihaela Popa, (2007), Contribuții la cunoașterea structurii de adâncime a zonei vrancea, ISBN 978-973-723-205-2, București-Lucman, 191p. (conducător științific. Dumitru Enescu), (in Romanian).

35. Lankreijer, A., Mocanu, V., Cloetingh, S., (1997), Lateral variations in lithosphere strength in the Romanian Carpathians: constraints on basin evolution, *Tectonophysics* 272, volume 277, 269-290.
36. Ioane D. Ion D., (2005), A 3D crustal gravity modeling of the Romanian territory, *Journal of Balkan Geophys. Society*, vol.8, No.4, 189-198.
37. Sandu I., Zaicenco A., (2010), Azimuth, Epicentral Distance and its Error in the Context of Focal Mechanism Parameters, *Bulletin of the Institute of Geology and Seismology (ASM)*, Nr.1, ISSN-1857-0046, 89-93 (in Romanian).
38. Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В., Карданец В.Ю., Атлас карт интенсивности землетрясений Молдовы (XVIII-XXI вв), ISBN 9789975106450, Кишинев 2009, 154 стр. (in Russian).
39. Panza G.F., (1985), Synthetic Seismograms: The Rayleigh Waves Modal Summations, *J. Geophys.* 58, 125-145.
40. Florsch N., Fah D., Suhadolc P., Muller St., Panza G.F., (1991), Complete Synthetic Seismograms for High-Frequency Multimode SH Waves, *Pure Appl. Geophys.*, 136, 529-560.
41. Друмя А.В., Шебалин Н.В., (Шкала сейсмической интенсивности МСК-64), *Землетрясение: Где, Когда, Почему?* Инст. Геофиз. и Геол. АН МССР, Штиинца, Кишинёв 1985, стр.188-192 (194) (in Russian)

*Primit la redacție – 28 iunie 2012*

CZU 550.34

Sandu I.

## Cronologia evoluției conceptuale asupra seismelor

### Abstract

*To identify the conceptual evolution of understanding about earthquakes phenomena, a detailed analysis and synthesis of data from history, geography, philosophy, geology, seismology has been done in this research work. The research evolution is defined by the knowledge and ability to respond to a series of questions. These two characteristics, identifies the historical ages, of seismic phenomenon understanding process: Ancient (VI BC-XVIII AD), Mechanics (XVIII-XIX AD (1880)), New Seismology (1880-1920), Classical (1920-1960), Modern (1960-present). At the moment, we have different definitions and understanding of research, but, from historical perspective, “the understanding” is seen as continuous process characterized by two phases: assimilation and systematization of information, at any stage of human thinking. We would like to mention, also, one more fact that now, the systematization procedure is used frequently, due to the very large volume of data gathered, during the long historical research.*

### Rezumat

*S-a efectuat o analiză și sinteză a informației, din domeniile de cercetare științifică: istorie, geografie, filosofie, geologie, seismologie, pentru identificarea și caracterizarea evoluției conceptuale asupra seismelor.*

*Evoluția cercetării ar fi definită de nivelul cunoașterii și capacitatea de a răspunde la o serie de întrebări fundamentale.*

*Aceste două caracteristici identifică perioadele istorice ca etape în procesul cunoașterii fenomenului seismic: Antică (VI î.e.n - XVIII e.n), Mecanică (XVIII - XIX e.n.(1880)), Noua Seismologie (1880-1920), Clasică (1920-1960), Modernă (1960-prezent). Definițiile, actuale, asupra cunoașterii sunt diverse. În perspectiva istorică “cunoașterea” apare drept un proces continuu, caracterizat prin două faze: asimilarea și sistematizarea informației, la orice etapă de evoluție a gândirii umane. Menționam faptul că, la moment, procedura sistematizării informației devine o metodă tot mai frecvent întâlnită, datorită unui volum enorm al datelor acumulate pe parcursul istoriei cercetării.*

### Introducere

Identificarea răspunsului asupra cauzalității fenomenului seismic (*de ce?*) a fost prezentat în forma unei evoluții lente a proceselor de acumulare și eliberare a energiei, din crusta Pământului, în Teoria Plăcilor Tectonice (TPT) - viziune, care fundamentează conceptual noțiunea de periodicitate seismică, ca o perspectivă asupra activității seismice.

Dimensionalitatea manifestării fenomenelor seismice se prezintă, prin pierderile materiale și umane, iar interesul față de informația privind seismicitatea istorică, sporește odată cu elaborarea conceptuală și estimare numerică a impactului seismic posibil.

Informația istorică din sec.XVIII-XX este sistematizată. Mai dificil este de accesat informația istorică scrisă, de până la sec.XVIII. Aici apar o serie de probleme legate de nivelul cunoașterii tehnice și conceptuale, identificate în diferite surse istorice.

Perspectiva istorică, prin problemele cunoașterii, subliniază caracterul neomogen al informației, și aplicarea restrânsă a datelor istorice (privind seismicitatea) fără extrapolări și aproximări conceptuale.

Obiectivul lucrării prezente este *asigurarea viziunii integrale asupra problemei de cercetare a fenomenelor naturale – seismice*. Pornind de la abordarea metodologică a studiului fenomenelor naturale (observația, experimentul) cunoașterea se identifică prin localizarea spațio-temporală și anume: axa temporală reprezintă viziunea istorică, iar axa spațială reprezintă viziunea areală (unde s-a manifestat și înregistrat observarea, sau cunoașterea).

Așadar, lucrarea conține informația istorică privind evoluția cunoașterii la nivel global, din diferite domenii. Forma succintă a materialului, prezentat în primele capitole tematice, se datorează procedurii de sinteză a evenimentelor, după axa timpului. Apoi, sunt aplicate procedee de analiză și sinteză, menționate prin întrebări și răspunsuri, care identifică nivelul cunoașterii. Prin capacitatea tehnică și conceptuală de a răspunde la aceste întrebări, se identifică problemele cunoașterii istorice.

### **Perioada observării descriptive (sec.V î.e.n.-XXI e.n.)**

Înregistrarea și stocarea informației a fost motivată conceptual, prin dorința de a transmite mesajul istoric generațiilor următoare pe cale orală, imagini, scrisă. Din toate, scrisul s-a dovedit a fi cea mai eficientă formă de descriere și înregistrare a informației istorice, care a influențat interpretarea fenomenului seismic, trecând de la primele forme - mitologie, spre viziuni naturaliste, din perioada Greciei Antice.

Aici, după axa timpului, se răspunde conceptual la întrebarea fundamentală: **CE conține mesajul istoric?** identificând natura fenomenelor seismice. Acest fapt, ne permite să considerăm coordonata de reper temporal, în furnizarea datelor istorice despre seisme, prin metoda descriptivă. Perioada sec.VI-IV î.e.n., se consideră începutul seismologiei istorice, bazată pe exploatarea formei scrise a informației istorice [1], [2].

Un rol important pentru această perioadă, în gândirea omului antic, îl are logica. Aceasta impune reguli și standarde, consolidând o gândire sistematizată la interpretarea obiectivă a realității. Aici găsim trecerea conceptuală de la viziunea divină (mitul), spre natural, în interpretarea fenomenelor. Fondatorii noilor conveții sunt: Thales (din Milet), (sec. VI î.e.n), împreună cu Democrit, Anaxagoras (sec.V î.e.n.), Aristotel (sec.IV î.e.n.). Ei susțin că Pământul plutește pe Oceanul Universal, iar cauza seismelor este fluidul (apa și gazul, din cavernele acestuia). Ultimul, face asocierea seismelor cu erupțiile vulcanice.

Identificarea fenomenului, în scrierile timpului, provoacă întrebări suplimentare: **CÎND și UNDE a fost observat?** și leagă fenomenul cu sistemul de coordonate spațio-temporal, spre o posibilă localizare. Răspunsuri la aceste întrebări au fost date treptat, odată cu extinderea culturii Imperiului Roman și omogenizarea condițiilor de observare seismică (întreg spațiul Europei, Africii de Nord, Asiei). Întrebări privind coordonata (componenta) temporală au existat până la finele Evului Mediu, când au fost efectuate ultimele reforme ale calendarelor.

Aspectul sistematizării evenimentelor istorice - cronologia, vine să de-a răspuns la ambele întrebări, deoarece, tot mai multe detalii sunt incluse în relatările cronicarilor, fiind prezente ambele coordonate: CÎND și UNDE. Acest proces, cunoaște o răspândire largă după introducerea în uz a hârtiei și tipografiei (sec.X-XV) din perioada Renașterii.

Cu perioada Renașterii, datorită schimbului cultural intens dintre Europa și Asia, are loc o schimbare conceptuală privind înțelegerea naturii prin descoperirile geografice:

Vasco da Gama, prin ocolul Africii, în drum spre India (1498), favorizând descoperirile continentelor noi (Columb C., (1493) și Vespucci A., (1500)), iar mai apoi, prin ocolul lumii pe cale maritimă (Magellan F., (1520)) fiind demonstrată unitatea Oceanului Planetar, împreună cu forma sferică a Pământului. Anume cartografia răspunde aici la întrebarea *UNDE se manifestă seismele?* definind sistemul de referință spațial. Integritatea răspunsului asupra localizării seismelor (*UNDE? - în Pământ*) este formulat prin demonstrarea sfericității globului Pământesc – idee, presupusă în antichitate.

La nivel conceptual privind interpretarea fenomenelor naturii se produc schimbări, sistematizări, a modelului mecanicii cerești: Copernic N., Brahe T., Kepler J., - de la cel geocentric (Ptolomeu (sec.II e.n.)), spre heliocentric (Aristarh (sec.III î.e.n)). Tot aici, sec.XVI-XVIII, este necesar de menționat, contribuția autorilor: Galilei G., Newton I., Huygens Ch., Hooke R., Halley E., Leibnitz G., Brahe T., Pascal B., Bacon F., Brown T., Descartes R., Hobbes Th., la dezvoltarea viziunii naturaliste a fenomenelor seismice [3].

Hooke R., face primii pași în interpretarea mecanicistă asupra naturii seismelor, în "Discourse on Earthquakes", prin viziunea elasticității (1668), considerată drept prima teorie științifică asupra cutremurelor. Hooke lărgeste viziunea interpretărilor - include aspectul geologic (fenomenul de formare a munților) drept cauză a cutremurelor. Această viziune reprezintă prima fază a Teoriei Plăcilor Tectonice actuale.

Studii detaliate ale rocilor îl determină pe Steno Nicolas să formuleze principiile stratigrafiei (legea superpoziției și omogenității laterale ale orizonturilor geologice), care, împreună cu Hooke R., au presupus că fosilele pietrificate în cadrul fiecărui orizont, reprezintă formele de viață veche, ca niște "etape" de evoluție a Pământului (1669) [4].

Acestea sunt primele manifestări ale Teoriei Evoluționiste, elaborată mai târziu de Darwin Ch., prin sinteza generală a materialului acumulat, asupra speciilor fosile, până la mijlocul sec. XIX (în anii 1840). Tot în această perioadă, se întâlnesc discuții privind structura stratificată a Pământului, destul de populare, în lucrările lui Halley E., (1692) și Newton I., (1687) [3].

În perioada Renașterii se localizează coordonata temporală a evenimentelor, prin ultimele reforme asupra calendarelor, însă, localizarea spațială, rămâne deschisă. Dacă ne referim la înregistrarea istorică (până în sec. XVIII.) a manifestărilor seismice, caracterul datelor cunoaște o îmbunătățire calitativă și cantitativă: aspectul cantitativ este cauzat de lărgirea arealului de observație (noi comunități sunt incluse în procesul de observare), iar aspectul calitativ se manifestă prin nivelul de cultură a scrisului și dezvoltării economice a infrastructurii comunității, raportând din ce în ce mai multe detalii, în sec.XVIII.

Reacția societății europene, la dimensionalitatea manifestărilor seismului istoric din preajma Lisabonei, a pus bazele metodei de colectare a informației de pe teren, spre a identifica tabloul impactului și estima pierderile economice. Această procedură identifică terenurile afectate de cele mai puțin afectate (metoda comparativă). Dimensiunea energiei eliberate, arealul extins, identifică natura oscilatorie a manifestării fenomenului seismic. Aici se identifică sursa de manifestările seismice: Michel J., (1761), Drijhout J., (1764). Viziunea ondulatorie este dezvoltată de Pignataro D., (1783) prin clasificarea impactului, care este preluată și îmbunătățită considerabil de Mallet R., (1848) [5], [6].

Timp de un secol, 1761-1860, viziunea ondulatorie privind naturii seismelor, este întreținută continuu de noile descoperiri în domeniul opticii și mecanicii. Consolidarea și sistematizarea cunoștințelor privind manifestările seismice a fost realizată de Mallet R., care a introdus termenii *focar*, *epicentru*, *linie izoseismică*, *arii meizoseismice*, împreună cu "seismologie" - domeniul cercetării manifestărilor (efectelor) seismice (1848). Tot în

această perioadă e necesar de menționat lucrările lui Egen, P.N. C., care sistematizează dimensionalitatea impactului seismic (1828) în scara proprie de I-VI clase, similar scării de magnitudine din astronomie (ce descrie strălucirea, sau intensitatea luminoasă, a unei stele observată cu ochiul liber). Autorul mai adaugă reprezentarea spațială - prima hartă a câmpului macroseismic. Însă varianta izoseismică a hărților macroseismice o întâlnim la Noggerath J., în 1847 [4].

Mai târziu, ideea sistematizării informației descriptive a fost expusă, în formă de grilă: Rossi și Forel (1883), în prima scară cu I-X diviziuni (grade), care descrie cantitativ puterea impactului seismic, sau intensitatea seismică. Sub aspect tehnic, găsim o serie de adaptări, pentru diferite regiuni geografice, a scării de intensitate seismică, în funcție de specificul infrastructurii investigate: tipul solului de amplasare, materialul și dimensiunea structurilor ingineresti. Menționăm ultimele modificări în clasificarea dimensionalității, în sec.XX: Mercalli G., (1884, apoi 1906) cu I-X grade, modificată de Cancani A., (1902) în scara cu I-XII grade. Acestea devin etalon al scărilor derivate, la nivel global: America de Nord, Wood O.H., Newman F., în 1931, elaborează scara Mercalli Modified (MM), ce a fost revăzută de către Richter Ch, în 1956. În Europa, scara a fost elaborată de Medvedev, Sponheuer și Karnik (MSK) în 1967, cu I-XII grade. În 1992, scara MSK e reactualizată în Scara Macroseismică Europeană. În ultima variantă, scările sunt practic echivalente. În Japonia (și Taiwan), scara intensității seismice este elaborată de Japan Meteorological Agency (JMA), analog scării MM, însă, spre deosebire de MM, scara JMA estimează cantitativ “gradul de zguduire” prin valorile accelerației la sol. Până în 1898 scara a fost descriptivă, trecând la valori numerice cu 0-7 nivele în anii 1912 și urmată de modificările pe parcursul anilor 1930-1990. Varianta finală pentru scara intensității JMA e obținută cu trecerea la 0-9 nivele, după seismul din Kobe (anul 1995) [3], [5].

Câmpul macroseismic (distribuția spațială a impactului seismic) suferă schimbări odată cu evoluția instrumentarului, fiind influențată tehnica și conceptul reprezentării. În preajma anilor 1970, apare tendința substituției gradației standard prin valori dinamice directe (*deplasări, viteze, accelerații*) ale înregistrărilor instrumentale la sol. În prezent, sunt aplicate ambele variante a reprezentării macroseismice.

Vizualizarea grafică pentru câmpul macroseismic a fost interpretată analitic, prin legea atenuării, sau impactului seismic, în funcție de distanța epicentrală. Vizual, cât și analitic (cu valori diferite a coeficienților) se observă dependența azimutală a manifestării sursei seismice. Aceste forme de atenuare sunt aplicate pe larg în calculul probabilistic al hazardului seismic, pentru o regiune bine determinată [7].

### **Perioadă măsurării instrumentale (sec.XVIII-XXI e.n.)**

În sec.XVIII, cunoștințele europenilor privind mecanica mișcării corpurilor (legile inerției) se aplică la construcția instalațiilor, în mare parte - pendule. Ele permit identificarea mișcării solului – direcția și timpul inițierii mișcării. Aplicarea simultană, în diferite puncte de observare a înregistrării seismoscoapelor, identifică legea atenuării amplitudinii deplasării, ca raport invers pătratului distanței de la epicentru. Această perioadă este remarcată de invențiile inginerilor europeni: J. de la Haute Feuille (1703), Cirillo Nicholas (1731), Andrea Bina (1751), a primelor seismoscoape (înafară de cel chinez, 132 e.n.) [3], [8].

Conceptual, viziunea naturalistă asupra seismelor cunoaște o diversificare după marele seism din preajma orașului Lisabona (1755). Dimensionalitatea seismului scoate în lumină aspectul ondulatoriu a propagării manifestării acestuia, ca o variantă avansată a

viziunii aristoteliene. Tot aici, viziunea aristoteliană a fost dezvoltată prin alchimie (din perioada Renașterii) cu invenția prafului de pușcă în Europa, unde, erupțiile vulcanice și seismele sunt interpretate prin reacții chimice a minereurilor sulfo-feroase [8].

Instrumentarul performant de măsurare a coordonatei temporale - ceasul, permite identificarea exactă "a momentului - de început" de manifestare a seismului, și de fapt, epuizează lista întrebărilor privind axa temporală: **CÎND?** Răspunsul la acesta întrebare separă conceptual "cauza" de "efecte" și definește sursa seismică ca început spațio-temporal al procesului ondulatoriu, menționată de Michell John (1761).

Interesul față de măsurarea instrumentală crește odată cu implementarea noilor tehnologii - seismoscoapelor, în studiul activității seismice locale, din Calabria (Italia), la sfârșitul sec.XVIII (1783). Aici sunt menționate șase "lovituri" seismice, care au produs pierderi materiale și de vieți omenești, iar cutremurele devin subiectul investigațiilor *în detaliu* cu primul raport al grupul de experți format „Comisia pentru Cutremure”.

O serie de îmbunătățiri, a instrumentarului seismic, sunt realizate de D. Domenico Salsano (1783), Cavali A., (1784), Duca della Torre, Filomarino A., (1796), spre o fixare în regim automat a coordonatei temporale, la începutul măsurătorilor seismice [8].

Îmbunătățirea a instrumentarului seismic cunoaște un avânt după seria seismelor din Scoția (1838). Aici, comisia "Special Committee of the British Association for Advancement of Science" formulează strategii în direcția măsurării seismicității, pe întreg teritoriul Marii Britanii (1842). Însă, seismometrul acceptat de comisie, care a fost ajustat în domeniul perioadelor lungi de către Forbes J., a fost puțin eficient pentru aceasta.

Dezvoltarea conceptuală privind natura seismelor a fost întreținută continuu prin șirul rezultatelor experimentale în studiul elasticității (Poisson S.D. (1831)), identificând formele de oscilare fundamentale pentru corpurile solide: *P* și *S*. Deasemenea, se aduce o interpretare teoretică a proceselor ondulatorii din optică, în lucrările: Green G., (1838), privind problema trecerii undelor prin suprafețe de separație și Stokes G.G., (1850), privind interpretarea matematică a emisiei undelor de la o sursă cu dimensionalitatea finită. Aceste cunoștințe, aplicate în studiul cutremurelor de Hopkins W., (1847), demonstrează teoretic, prin o serie de exemple, tehnica localizării seismului în baza timpului de sosire a semnalelor *P* și *S*. Mallet R., (1848), realizează, independent, o serie de experimente cu explozii controlate în studiul propagării undelor seismice, aplicând seismoscopul optic.

Studiul impactului seismic asupra obiectelor la suprafața solului, realizat de către Mallet (căderea coloanelor, producerea fisurilor) a dezvoltat metoda descriptivă de identificare a seismului. Iar după evenimentul seismic (Basilicata, Napoli), din 1857 concluzionează (în baza descrierilor din diferite puncte de observație) asupra localizării spațio-temporale, sau originii seismului (de unde aceste vibrații *s-au împrăștiat*), definind astfel "epicentrul".

Întrebările de bază, asupra cărora se axează studiul lui Mallet, sunt: **UNDE?** -*direcția*, **CÎT?** – *dimensionalitatea, mișcărilor la sol*. O continuitate a studiului metodelor macroseismice (măsurarea seismelor) regăsim la Milne J. și Omori F., care completează metoda descriptivă prin seriile de experimente din Japonia în jurul anilor 1880.

În 1855, Kerl descrie seismograful cu înscriere pe cilindru rotativ (pe hârtie). Mai târziu (1858), Cavalleri P.G.M., comunică despre seismometrul (pendul) cu înregistrarea semnalului pe o suprafață de praf fin. Tot aici, Cavalleri, sugerează măsurări pe verticală, cât și măsurarea simultană, cu mai multe pendule, a mișcărilor compuse în unda seismică.

Această propunere, cât și realizare, dezvoltă sensibilitatea instrumentarului seismic după frecvență (bazată pe efectul rezonanței pendulelor, în apropierea perioadei proprii).

Performanța lui Cavalleri, privind asamblarea unei serii de seismoscoape în cadrul aceluiași dispozitiv ar fi comparabilă cu cea a lui Luigi Palmieri, în aceeași perioadă (1856), care inventează și instalează dispozitivul numit: "seismografo eletto-magnetico" în Observatorul de vulcanologie (muntele Vezuviu).

Dispozitivul inventat era capabil să indice direcția, intensitatea și durata, seismelor, înregistrând simultan componentele verticale și orizontale ale mișcării solului.

Seismograful Palmieri devine un dispozitiv foarte eficient pentru acele timpuri și este aplicat pe larg în Italia, în perioada anilor 1870, apoi implementat în Japonia din 1875 până în 1885, și funcționează până la sfârșitul sec.XIX.

Pe de altă parte, pentru această perioadă (sec.XIX), dispozitivul lui Cecchi, descris în 1875, este recunoscut de societatea seismologilor italieni ca primul seismograf, însă, cu o aplicație restrânsă (până în anii 1890).

Aspectul măsurării *dimensionalității seismice* până în anii 1900 este unul liberal (*forța* fiind interpretată ca o mărime comparativă a intensității relative a manifestării diferitor seisme).

În 1869, Zollner descrie pendulul orizontal, a cărui sensibilitate și volum compact asigură o popularitate largă a implementării aparatului, după anii 1880. Tehnologia dată se regăsește în seismometrul Galitzin și seismometrul cu torsiune Wood-Anderson (drept caz limită a suspensiei Zollner) din sec.XX [8].

Dacă în Europa (Italia), în perioada anilor 1870-1880 se pune accent pe dezvoltarea seismoscoapelor, atunci, în Japonia, sunt implementate tehnologiile britanice la măsurarea semnalelor seismice. Figuri remarcate (Verbek, (1873); Chaplin W.S., (1878); Wagener, (1880); Ewing J., (1879); Milne J., (1881); Gray Th., (1882)) scot în evidență o serie de probleme tehnice a înregistrării seismelor, ce sunt soluționate la sfârșitul sec.XX. O parte din acestea sunt reflectate în lucrarea metodologică asupra măsurărilor (Perry J.). Tot aici, Milne J., determină importanța condițiilor de sol în efectele impactului seismic, și contribuie la consolidarea societății științifice în înțelegerea fenomenului seismic. Prin urmare, împreună cu Gray Th. și Ewin A.J., Milne J., inițiază *Seismological Society of Japan (SSJ)* în 1880, drept punctul de reper în consolidarea Seismologiei (Noua Eră).

Astfel, noutatea rezultatelor științifice în studiul seismelor din Japonia a stimulat extinderea aplicării tehnologiilor britanice și în spațiul european, începând cu anul 1886, când primul pas este realizat de Brassard E. (instalează seismograful cu pendul în Roma).

Creșterea activității seismice în Europa este cauzată prin creșterea sensibilității dispozitivelor aplicate, în special, după 1889, când e posibilă detectarea undelor seismice, produse în partea opusă a globului Pământesc (pendulul Rebeur-Paschwitz). Până atunci, o serie de discuții legate de caracterul spontan al mișcării pendulelor apar în lucrările lui Bertelli T., (1873), Monte P., (1874), De Rossi (1874), (se identifică microtremurele). În concepția lui De Rossi (1874) cauza seismelor ar fi tipul vulcanic al fracturilor [8].

Studiul asupra "tremurelor" este preluat de către Milne J., în 1879, în dorința de a detecta zgomotele produse de falii înainte de activare; Cauza seismelor sunt faliile, idee susținută de Milne în baza observațiilor recente asupra seismelor: în Noua Zeelanda (1855) a fost identificată falierea la suprafață; în California (1857), identificată falierea tip *strike-slip*; Ideea a fost confirmată și de investigațiile geologice efectuate de McKay A., la falia seismului în Noua Zeelanda (1888) (asocierea tipului *strike-slip* cu deplasările produse); seismul Mino-Owari, în Japonia (28 Octombrie, 1891), unde dimensionalitatea



falierii a evidențiat tipul falierii *strike-slip*, care a fost recunoscut (prin metoda triangulării) și la seismul din regiunea Sumatra (1892).

Înregistrarea teleseismelor în 1889 stârnește un șir de discuții și interpretări, drept cauzate de mișcările Pământului pe verticală. În 1894, Cancani, identifică trenul de unde *P*, *S*, împreună cu undele de suprafață *teleaseismice*, produse de seismul din Japonia, la 22 Martie 1894, însă cu o interpretare confuză. Numai explicațiile lui Schmidt (1896) și studiul lui Oldham Richard, asupra teleseismelor permit identificarea corectă a celor trei categorii de faze (în jurul anului 1900).

Identificarea fazelor *P* și *S*, împreună cu undele de suprafață în seismograme a generat noi probleme (sau întrebări), cât și noi perspective în studiul structurii interne a Pământului.

Perioada anilor 1880-1900, se accentuează prin înregistrări și interpretări a fazelor, la nivel local, sau regional. Întrebarea principală, la care au lucrat seismologii, a fost *CE înregistrează aparatajul? Întrebările CÎND? și UNDE? rămân probleme pentru sec.XX.*

Interesul aplicativ al studiului înregistrărilor seismice a dat un impuls conceptual de a trece la observări globale (a răspunde la întrebările *UNDE și CÎND se produc aceste seisme? (sau determinarea focarului și timpul de origine)*).

Întoarcerea lui Milne J. în Europa (1895) se resimte pe plan internațional, prin activități de consolidare a unei rețele seismice globale și stații seismice cu instrumentarul etalonat (standardizat). Începând cu 1900, o serie de seismograme sunt plasate pe teritoriul continentelor. Aceste seismograme sunt acceptate drept standarde de către Comisia *British Association for the Advancement of Science (BAAS)*, instituție transformată în 1904 în *International Seismological Association (ISA)* și orientată spre o colaborare prin schimbul de date de la distanță. Activitatea ISA a fost întreruptă de războiul mondial și restabilită în 1922. În mare parte, activitatea lui Milne J. în localizarea seismelor este continuată de Turner H.H., și BAAS [6].

Implementarea modificărilor introduse, în funcționarea seismometrelor (Wiechert E., (1904) și Golicyn B.B. (Galitzin), (1906)) sporesc sensibilitatea echipamentului. Instalarea aparatajului de sensibilitate înaltă în cadrul rețelei seismice globale, duce la o sporire considerabilă a volumul datelor înregistrate, cât și a varietății fazelor înregistrate.

Sistematizarea fazelor înregistrate, permite seismologilor a răspunde la întrebarea legată de proprietățile mecanice a structurii interne a Pământului, în baza fazelor *P* și *S*: *este solid sau lichid? și în ce proporție?* împreună cu alte aspecte de structură.

Contribuția lui Herglotz G. la soluționarea problemei de structură a Pământului este că elaborează modelul problemei inverse – *tomografierea, determinarea vitezei unde de propagare în spațiu, în baza curbei temporale de sosire a fazelor de oscilare la stații.*

Gutenberg B. aplică metoda Herglotz-Wiechert la calculul profilului de viteze și, în particular, la determinarea razei nucleului Pământului, ca regiune a descreșterii vitezei de propagare a undelor, idee propusă încă de Oldham în 1906, iar Geiger L., prezintă tehnica localizării spațiale a seismelor în cazul aplicării stațiilor teleseismice, în baza metodei de convergență a celor mai mici pătrate. Tot aici menționăm contribuțiile studiului teoretic, a propagării undelor mecanice prin medii stratificate, Love H.E., în 1911. Interpretarea teoretică are loc imediat după ce a fost descoperită discontinuitatea de structură mantă-crustă de Mohorovich A., (1909) [6].

Începând cu anii 1900, problema globală a seismometriei a fost focusată pe studiul fazelor teleseismice, însă Wood H.O., propune în 1920 strategia de studiu a seismelor cu caracter regional. Astfel, împreună cu Anderson J.A., elaborează o serie de seismometre,

cu principiul electromagnetic de funcționare, care, inițial, au fost instalate în California, mai apoi, aplicația lor este extinsă în Noua Zeelandă. Măsurările de înaltă sensibilitate au creat condiții de studiu teoretic și experimental (Gutenberg B., Richter Ch., Lehmann I.).

Perioada seismologiei clasice (1920-1960), soluționează probleme, ce sunt legate de structura internă a Pământului: modelul global (Jeffrey H., Bullen K.) și cel regional prin discontinuități (Conrad V. (1928) și Mohorovich A. (1909)). Localizarea seismelor aplică aproximarea omogenității structurii interne a Pământului prin metodele: analitică (Geiger L. (1910-1928)), grafică (Wadati K., (1927-1933)), aceasta din urmă identifică distribuția după adâncime a seismelor [3], [6].

Seismologia clasică de asemenea identifică, sistematizează teoretic fazele undelor seismice din seismograme: tabelul seismologic (modelul structurii interne a Pământului) Jeffrey H., Bullen K., (1940), undele de suprafață Raleigh și Love (structura crustei), aici menționăm Angenheister G.H., (1940). Începând cu 1950, sunt introduse dispozitive cu perioadă lungă a înregistrării seismice de către Ewing M. și Press F., pentru a studia în detaliu undele de suprafață. Volumul informației (înregistrările) este sistematizat de către Haskell N.A., care dezvoltă bazele modelului de dispersie pentru medii multistratificate.

Aspectul dimensionalității energetice, a înregistrării seismice instrumentale, a fost dezvoltat de Richter Ch. (1935), prin noțiunea de "magnitudine", din astronomie, pentru a caracteriza "de câte ori", în scara logaritmică, amplitudinea semnalului seismic, depășește valoarea etalon, a seismometrului de torsiune (Wood-Anderson), la distanța standard. În prima aproximație, pentru un seism, se consideră valoarea medie a manifestărilor locale, a undelor seismice, măsurate la fiecare stație. În URSS, alternativa magnitudinii (M) este scara coeficienților exponențiali (K), similară claselor stelare în astronomie (anii 1950).

Analiza statistică, la nivel global, a dimensionalității energetice de Gutenberg B. și Richter Ch., identifică regiunile seismice active, stabilind relația calitativă a frecvenței de magnitudine, una de bază în seismologie. Cantitativ, activitatea seismică se prezintă prin parametrul de relație "b" ( $\log N = a - b \cdot M$ ) (1944) [9].

Dacă localizarea cutremurelor de pământ este soluționată în perioada 1920-1960, nu putem spune același lucru despre înțelegerea *cum se formează aceste unde?*

Începând cu 1920 există o confuzie conceptuală, în posibilă relație dintre procesul de falie și producerea undelor seismice. Această rezistență fiind susținută intens din partea unei minorități respectabile, ce a formulat faliera drept un "efect" și nicidecum o "cauză" a cutremurelor de pământ; ca argument, foloseau interpretarea efectelor seismice la suprafață, din California (1909). Problema seismologilor rămâne, de fapt, în a relata ce se întâmplă în sursa de cutremure din observațiile descrise instrumental (seismograme).

Formulând aceasta, Golicyn (Galitzin) arată în lucrările sale, că primul semnal al unde *P*, este direcționat **spre** sau **de la** sursa de cutremur; Afirmația, fiind valabilă pentru orice punct de înregistrare a semnalelor seismice [6].

Pașii următori, sunt de a mări numărul stațiilor de observare - densitatea acestora, în locurile cu seismicitate înaltă, dându-le importanță locală. Această cercetare și-a găsit o aplicație foarte largă în Japonia; aici ne referim la contribuțiile lui Shida T., care, arată că planul suprafeței orizontale a crustei, poate fi divizat în patru domenii, separate, prin linii nodale (1917), și dezvoltarea teoretică de Nakano H., (1923). În 1938, Byerly P., propune metoda "extinderii distanțate", ca reprezentare grafică a polarității primelor semnale *P*, la nivel global, în scopul identificării planelor nodale ale sursei. Aceasta permite trecerea de la conceptul elastic la modelul mono-cuplu ca reprezentare matematică pentru falie [6].

Începând cu cercetările lui Shida T., studiul primului semnal cunoaște o accelerare rapidă în societatea japoneză, atât la nivel teoretic, cât, și experimental. Aici, Nakamura S.T. și Kunitomi S.I., stabilesc coincidența liniilor nodale cu fracturarea tectonică, și confirmă ideea că undele seismice sunt produsul (efectul) falierii, în 1930. Iar mai târziu, Honda H., definește identitatea celor două plane nodale prin intermediul modelului dublu - cuplu ca soluție a falierii, în 1932 [3, 6].

Una din importante rezultate în domeniul seismologiei de după 1960, ca și pentru multe alte științe ale Pământului, constă în schimbarea viziunii asupra imaginii Pământului, prin conceptul ciclului integrat a materiei, și dinamica plăcilor tectonice, ca sistem închis. O mulțime de date experimentale, care vin în susținerea acestei teorii sunt de altă natură decât cea seismică. Prin aceasta, cutremurele își regăsesc un rol dublu al interpretării prin intermediul seismicității oceanice, și studiului de mecanism focal al sursei. Discuțiile, asupra veridicității modelelor, mecanismele mono-cuplu și bi-cuplu, se potolească în jurul anilor 1964 prin demonstrarea corectitudinii celui de al doilea. Astfel, prin efortul depus în cercetare s-a reușit de a trece de la faza incapacității explicării mecanismelor focale la utilizarea obișnuită a modelelor, ce explică reușita Teoria Plăcilor Tectonice (TPT). TPT definește trei tipuri de mecanisme, prin dinamica plăcilor și impune restricții suplimentare la determinarea metodei unice pentru aceste mecanisme: Inversia Tensorului de Moment Seismic; în 1966, Aki K., definește momentul seismic. Metoda polarității semnalului *P*, este folosită și în prezent, prin aproximarea geometriei sursei punctiforme și a mecanismului dublu-cuplu, al forțelor echivalente.

Efectul enorm al TPT (în seismologie) a fost și rămâne în continuare: integrarea imaginii asupra originii seismelor cu evidențe a proceselor de deformare; prin aceasta, seismicitatea "pare" să fie explicată nu numai descrisă [3, 6].

Era Seismologiei Moderne (1960-Prezent) se identifică prin capacități tehnice ridicate, ce sporește viteza procesării și volumul datelor stocate. Algoritmizarea numerică se evidențiază, în procedura de localizare seismică, prin trecerea de la metoda grafică spre cea numerică. Algoritmii de localizare sunt dezvoltate de Geiger și Ingolda (1910-1928), iar mai apoi, implementate de Bolt (1960) HYPO, Douglas (1967), Dewey (1972) JHD.

Începând cu anii 1960, capacitățile tehnice prin înregistrările seismice digitale au influențat considerabil viziunea istorică asupra seismicității, substituind treptat valorile intensității seismice din hărțile macro-seismice cu valori maxime ale înregistrării directe (digitale), cât și probabile (sintetice): deplasări, viteze, accelerații [8-11]. Aceste mărimi fizice descriu în complexitate seismicitatea după profilul energetic și dinamic, drept manifestare a sursei la suprafața solului (cu o aplicație aparte în ingineria seismică).

În literatura de specialitate a spațiului URSS apare noțiunea de "regim seismic" în care se identifică o viziune integrală (complexă) asupra seismicității: mecanismul focal, formele oscilației, spectrul frecvență-energie, corespondența seismo-tectonică, legile distribuțiilor activității seismice spațiu-timp-energie, pentru o regiune distinctă (1960), aplicată până la sfârșitul sec. XX. Aici, menționăm contribuțiile seismologilor ruși: Savarenskii E. (1950), Shebalin N. (1955), Reznichenko I. (1960), Medvedev S. (1964), în formarea conceptuală și dezvoltarea viziunii, asupra regimului seismic [3].

Anii 1960 reprezintă referința conceptuală în interpretarea cauzalității seismice: de ce se produc seismele? Aici sunt definite limitele și tipul interacțiunii elementelor de crustă (plăcile tectonice). Pentru a explica dinamica crustei, se aplică modelul convecției mantei, împreună cu modelul subducției gravitaționale, sau mișcării celulare. În cadrul TPT, diversificarea interpretărilor este prin dinamica volumului Pământului, și anume:

contractația, expansia și constanța, în timp. *Contractația*, este una dintre primele interpretări, care este abandonată. *Expansia* fundului oceanic se explică prin mărirea volumului, care ar susține viziunea fixistă asupra poziției relative a vechilor continente, iar *constanța* în volum a Pământului ar fi posibilă, doar în cazul subducției (consumului de crustă) sau a poziției mobiliste (migrarea continentelor), cu cea mai mare popularitate în prezent.

Volumul informației acumulate până în anii 1970, cât și începutul înregistrărilor seismice digitale, de calitate înaltă (densitatea numărului de puncte), duce la interpretarea teoretică a procesului de formare, propagare, manifestare, a energiei seismice - elaborarea manualului "The Quantitative Seismology" (Aki K., Richards P.), unde găsim algoritmul și metodologia soluționării analitice și numerice a problemelor menționate.

În baza definiției momentului seismic și măsurărilor instrumentale, Kanamori H., prezintă dependența liniară dintre momentul seismic și suprafața de rupere (1977) ca o viziune a dimensionalității tectonice pentru evenimentele seismice. În aceasta perioadă găsim modelele de structură a Pământului: Dziewonski A.M., și Anderson D.L., (1981) Preliminary Reference Earth Model (PREM), Kennett B.L.N, și Engdahl E.R., (1991) iasp91, împreună cu varianta modelului îmbunătățit, Kennett B.L.N, (2005) ak135 [3].

Dezvoltarea tehnica și tendința de cooperare internațională din anii 1960, contribuie la formarea *World-Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN)*. În 1985, este consolidată rețeaua globală cu înregistrare digitală: "*Global Seismographic Network (GSN)*", unde identificăm doua procese: stocarea (Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)), și sistematizarea (Federation of Digital Broad-Band Seismograph Network (FDSN)), a înregistrării digitale [9].

În ultima varianta a generalizărilor privind seismicitatea și zonele seismogene se identifică două aspecte majore: evaluarea caracteristicilor intrinseci de sursă (distribuția spatio-temporală a focarelor seismice, magnitudinea maximă, etc.) și distribuția areală a efectelor seismice [13].

## Discuții

Informația istorică conține amprenta culturii și nivelul cunoașterii în perioada de observare și înregistrare a fenomenului seismic.

Volumul informației istorice, ce descrie fenomenele seismice scade exponențial odată cu îndepărtarea în trecutul istoric, și identifică problema neomogenității cataloagelor istorice după volumul informațional. Problema neomogenității datelor a fost identificată și în sec.XX, sub aspectul completării cataloagelor seismice după parametrul magnitudinii. Completarea cataloagelor seismice devine problematică la diferite etape a istoriei, fiind limitată de capacitatea tehnică și conceptuală de a răspunde la întrebări concrete.

Teoretic, este posibilă identificarea manifestărilor seismice în perioada străveche a istoriei cunoașterii; însă comunicările parțiale de atunci, provoacă mai multe întrebări decât răspunsuri chiar și în momentul de față: *CE s-a înregistrat și care este mesajul?*

Descifrarea scrisului (textului) străvechi în prezent permite accesarea în timp a evenimentelor și fenomenelor naturale, specifice perioadelor istorice ≈4000 î.e.n., în diferite centre culturale: Egipt, Grecia, Mesopotamia, China, India.

În baza condițiilor de înregistrare și stocare a informației asupra manifestărilor seismice la fiecare etapă istorică metoda descriptivă a manifestării cutremurelor permite doar localizarea efectelor. Conceptual, aceste manifestări naturale sunt influențate de o

interpretare religioasă puternică, având caracter divin. Forma de manifestare a divinității asupra condiției și existenței umane este de a pedepsi omul pentru faptele sale (morală).

Necesitatea acestei interpretări este evidentă în perioada consolidării imperiilor și a primelor culte, care asigurau stabilitatea economică a sistemului administrativ, în faza de sclavagism. De fapt, divinizarea reprezintă sistematizarea și generalizarea conceptuală a primelor închipuiri asupra fenomenelor naturii, formulate inițial de omul primitiv. Însăși cunoașterea reprezintă un act divin regăsit în religie, ce suferă transformări în mitologie.

Perioada coliziunilor militar-economice dintre regiunile geografice menționate este cel mai bine studiată în momentul de față, comparativ altor regiuni geografice.

Schimbul informației și cultului a fost realizat până la începutul ≈1000 î.e.n., când sistematizarea scrisului atinge apogeul odată cu introducerea alfabetului - cod lingvistic de înscriere a informației. Sistematizarea scrisului devine o activitate necesară, ce asigură funcționarea stabilă a tuturor imperiilor sub aspect economic, cultural și administrativ. Are loc o dezvoltare intensă a documentării, cu prevalență, din considerente economice, de administrare teritorială, și întreținere a relațiilor de stabilitate militară. Toate aceste forme se transformă într-un sistem de stocare temporală, prin procesul de cronografie și arhivă.

Aspectul economic al bazei de date conține evenimente istorice, unde manifestări ale naturii ca incendii, inundații, vânturi, ploi, secete, cutremure, și care aduc prejudicii materiale și de vieți omenești considerabile. Prejudicii economice similare sunt cauzate de conflictele și războaiele istorice - hazardele sociale, însă, spre deosebire de cele naturale, cauza lor este bine cunoscută prin însăși descrierile vremii.

Sistematizarea formei scrisului (alfabetul) stimulează și sistematizarea formei de gândire (logica), în perioada evoluției conceptuale a cunoașterii antice (filosofia greacă). Aici, trecerea de la mit, tradiție, religie, divinitate la viziunea naturalistă a interpretării se produce în perioada sec.VI î.e.n., ca o etapă finală de stocare a informației preistorice.

Sistematizarea cunoștințelor sub forma nouă a scrisului (alfabetul grecesc), continuă până în prezent sub diferite variante de limbaj și caractere, însă același după structură și concept.

Viziunea naturalistă antică asupra seismelor s-a păstrat intactă în arealul Asiei și Africii de Nord, Europa, pe toată perioada Evului Mediu. Cunoașterea fenomenului, însă, a continuat să evolueze prin faza expansiei teritoriale și sporirii densității punctelor de observație (comunităților), acumulând tot mai multe date privind manifestarea seismelor. Prima fază (expansiunea teritorială) omogenizează informația raportată, scrisă.

Faza a doua (densitatea infrastructurilor), prezintă detalii asupra manifestărilor regionale a seismelor, la nivel de comunitate. Dezvoltarea infrastructurii permite la fel, relatarea mai detaliată privind pierderile materiale, provocate de seisme. Calitatea înaltă a relatărilor seismice se datorează, procesului intens de școlarizare, diseminarea scrierilor religioase. În mare parte arhivele acestor instituții- mănăstiri, biserici, devin surse istorice de referință.

Coliziunea culturală dintre Europa și Asia, sub aspect conceptual, generează un șir de întrebări legate de stabilitatea economică a relațiilor dintre Europa-India și China; de aceea, descoperirile geografice, la începutul sec.XV, pun bazele pragmatismului și unei viziuni materialiste asupra lumii, specifice perioadei Renașterii. În această perioadă, sunt revăzute concepțiile naturaliste din antichitate, în baza noilor date din observări. Aici are loc o sistematizare a cunoștințelor acumulate, prin noi modele. Fenomenele seismice capătă interpretări mecanice și chimice (explozii, descoperirea prafului de pușcă).

Identificarea, sau localizarea spațială a efectelor devine posibilă, doar, după ce se răspunde la întrebarea *CÎND are loc manifestarea fenomenului seismic?* fiind posibilă verificarea tuturor surselor istorice, care descriu acea perioadă. Parametrul de referință, în cataloagele istorice, este timpul manifestării cutremurului. Asupra acestei întrebări, sunt concentrate resursele intelectuale ale omenirii, acumulate până în Evul Mediu, când după o sistematizare inginerescă, sunt realizate ultimele reforme în sistemele de referință temporale (calendarele). Dezvoltarea mecanicii în perioada Renașterii, oferă o soluție, ce mărește precizia măsurării timpului, prin inventarea ceasului (sec.XII), și a ceasornicului de buzunar (sec.XVI). Anume, sec.XVI, poate servi reper sigur, în relatarea exactă asupra coordonatei temporale: *CÎND are loc manifestarea seismului, fixat de observator?*

Istoria anilor 1700-1900 remarcă o dezvoltare rapidă a metodei măsurărilor în cercetarea științifică. În lucrarea de față aducem drept exemplu evoluția metodelor de măsurare a seismelor, împreună cu cronologia conceptuală a interpretării măsurărilor.

Dispozitivele de măsurare evoluează de la simple seismoscoape (prima jumătate a sec.XVIII) spre instrumente de înregistrare a mișcării solului, capabile să fixeze, în regim autonom, timpul de început al înscrierii seismului; se răspunde la întrebarea: *CÎND?*

Impactul conceptual asupra naturii seismelor se realizează, odată cu producerea seismului din 1755, Lisabona, unde se identifică "sursa" de "manifestările" acestuia, cu ajutorul metodei comparative a coordonatei temporale (fixată de ceasurile din localități).

Dezvoltarea conceptuală asupra seismelor, are loc în cadrul viziunii ondulatorii a propagării efectelor, iar cele mai importante rezultate din prima jumătate a sec. XIX, sunt identificarea formelor fundamentale de oscilație, pentru propagarea undelor mecanice în corpurile solide (*P* și *S*), împreună cu interpretarea teoretică a propagării și producerii lor.

Tot aici, menționăm inițiativa societății științifice britanice, din 1842, care până în 1900 devine liderul școlii de cercetare a fenomenelor seismice. În această perioadă se consolidează metoda de lucru în teren și se identifică câmpul macroseismic prin parametrii *epicentrul, intensitatea*, în harta izoseismică. Aceste aspecte identifică direcțiile de lucru, întrebările *CÎT și de UNDE provin efectele seismice?*

Pentru această perioadă metoda înregistrării descriptive oferă un răspuns clar la întrebările: *CÎND, UNDE, CÎT (și CUM) se manifestă seismele?* Iar sistematizarea în formă de cataloage a informației manifestărilor seismice, identifică fenomenul repetiției.

Aceste considerente identifică teritorial regiunile cu dinamica seismică înaltă în baza frecvenței producerii seismelor sesizabile, iar clasificarea, prin categorizarea impactului seismic după o grilă (scară) unică, care descrie puterea cutremurului, definește mărimea fizică *intensitatea seismică*. Intensitatea seismică, rămâne, timp îndelungat, parametrul, ce identifică dimensionalitatea (energetică) impactului seismic. Această mărime, răspunde la întrebarea *CÎT?*

Conceptual, metoda descriptivă în baza observării manifestărilor seismice, este capabilă să identifice manifestările seismice pe uscat, la nivel global și defini, de fapt, un aspect nou al problemei în seismologia inginerescă (riscul seismic). În harta manifestării seismice pe glob, Mallet R. în 1858 a definit regiunile afectate de hazardul seismic, fără a specifica, însă, amplasarea sursei. Acest aspect (*UNDE s-a produs seismul?*), împreună cu întrebările (*CUM se produce fracturarea, emisia, propagarea, în mediul elastic?*) au fost în totalitate transmise "Erei Noi" în seismologie - a înregistrării instrumentale, ca în final, sa fie formulat răspunsul general al TPT, sau întrebarea *DE CE?*

Instrumentarul seismic e sistematizat și optimizat, sub forma primelor seismografe, ce înregistrează: direcția și intensitatea mișcărilor la sol (după componentele orizontale și verticale), împreună cu timpul (începutul și durata înregistrării).

Întrebările din perioada 1850-1890, au un caracter tehnic legate de problemele la înregistrarea semnalelor. Frecvența și valoarea cercetării științifice a evenimentelor din perioada anilor 1880 indică apariția unei Ere Noi în domeniul de cercetare a seismelor.

Identificarea fazelor *S* și *P*, împreună cu undele de suprafață (1900), finalizează etapa întrebărilor asupra înregistrării instrumentale - **CE semnal se înregistrează?** Acest pas este urmat, imediat, de tendința aplicativă a cercetării științifice în a da răspuns la **UNDE și CÎND s-a produs fracturarea?**, deoarece ultimele observări geologice de teren au demonstrat, că faliile sunt strâns corelate cu producerea seismelor.

Sporirea sensibilității dispozitivelor pentru înregistrări seismice în rețeaua globală, a mărit volumul datelor stocate, fiind necesară sistematizarea fazelor prin aspectul **CUM are loc propagarea undelor?** Răspunsul este în modelul de structură a Pământului și în tabelul timpului de sosire *P*, *S*, ca funcție a distanței epicentrale (Jeffrey, Bullen (1940)).

Problema seismicității, abordată în perioada modernă, devine destul de complexă. Aceasta din urmă trebuie să răspundă la întrebările: *ce, când, unde, cât, cum, se manifestă seismele?* - pentru a răspunde ulterior la întrebarea generală (cauza seismicității): **DE CE?**

Cauza mecanică a seismelor, este interpretată prin intermediul falierii crustei, iar modelele teoretice elaborate, în perioada anilor 1920-1960, prin intermediul cuplul-dublu al forțelor echivalente, pentru o sursă punctiformă. Interpretarea prin distribuția spațială, temporal-energetică a impactului seismic, definește termenul de *activitate seismică*.

După perioada seismologiei clasice (1960), termenul “seismicitate” este aplicat, împreună cu “activitatea seismică”, fiind subînțeles frecvența, tipul și dimensionalitatea cutremurelor de pământ, produse într-o regiune și perioada de timp definită. Tot aici, parametrii de sursă: coordonata epicentrului ( $\varphi$ ;  $\lambda$ ), adâncimea focarului *h*, ora de origine *H*, magnitudinea *M*, completează definiția noțiunii de seismicitate [14-18].

Astfel, “seismicitatea” regiunilor capătă un caracter statistic, fiind descrisă prin legitățile parametrilor de sursă: Legea frecvenței (frecvență-magnitudine sau energie), distribuția temporală a cutremurelor (ca evenimente independente), distribuția spațială a activității seismice, distribuția spațială a energiei seismice și fluxul tectonic, la care se adaugă distribuția spațială a riscului seismic, drept activitate seismică probabilă, uneori, distribuția valorilor intensităților maxim posibile [14], [17].

Prin elaborarea modelelor, care descriu seismicitatea sau impactul seismic asupra unei regiuni populate a fost introdus *hazardul seismic*, sub aspectul deterministic, probabilistic. Aceste reprezentări au la bază legea atenuării, care reprezintă sistematizarea datelor istorice, a câmpului macroseismic și parametrii de sursă, măsurările instrumentale. Aspectul deterministic al hazardului, consideră particularitățile sursei mediului de propagare și condițiile locale (cauzalitatea efectelor).

## Concluzie

În perspectiva istorică, cunoașterea reprezintă procesul de stocare și sistematizare, continuă, a informației, experienței, la fiecare etapă de evoluție a gândirii umane.

Interpretarea fenomenului seismic a evoluat de la simple reprezentări divine, spre natura ondulatorie a manifestării seismelor, delimitând cauzele de efectele fenomenului. Aceste schimbări se datorează evoluției conceptuale a interpretării și lărgirii orizontului

de cunoaștere. Pe întreaga perioadă a istoriei gândirii umane sunt identificate întrebările: *ce, când, unde, cât, cum se manifestă seismele?* cu formulări treptate a răspunsurilor.

Primele două întrebări: *ce și când?* își găsesc răspuns abia la sfârșitul sec.XIX. Un răspuns parțial la întrebările: *unde și cât?* se formulează în baza manifestărilor seismice pentru aceeași perioadă, spre sfârșitul sec.XIX. Iar întrebarea *cum se manifestă sursa?* rămâne o problemă a sec.XX.

Începând cu sec.XVIII, paralel observației și descrierilor în teren, sunt elaborate și utilizate o serie de mecanisme, ce identifică manifestarea seismelor în regim automat.

Perioada sec.XVIII poartă amprenta ingineriei de elaborare a instrumentarului seismic, cu întrebarea fundamentală a măsurărilor: *cât?* Eforturile sec.XVIII, se pot rezuma la un răspuns: *când?* Seismoscoapele înregistrează (automat) începutul seismului.

Perioada sec.XIX se caracterizează prin o serie de întrebări tehnice de elaborare a utilajului, cât și interpretării înregistrărilor acestuia. Identificarea experimentală a formelor de undă (*P, S*) stimulează dezvoltarea rețelei locale. Acumularea înregistrărilor stimulează interpretarea și sistematizarea acestora. Spre finalul sec.XIX devine posibilă identificarea undelor *P, S*; cercetarea instrumentală a seismelor se lansează la alt nivel, prin rețeaua seismică globală. Interpretarea primelor înregistrări seismice ale rețelei globale răspunde la întrebarea *unde se află sursa seismică?* Discordanța dintre localizarea spațială a sursei și efectele acesteia ridică multe întrebări legate de structura internă a Pământului, iar întrebarea *cum se propagă energia din sursă, spre punctul de observație?* transformă cercetarea structurii interne a Pământului, ca direcție prioritară, pe tot parcursul sec.XX, până în prezent.

Perioada sec.XVIII-XIX (1880), (sau Seismologia Mecanică) se evidențiază, prin implementarea cunoștințelor din mecanică la construcția dispozitivelor de observație a fenomenelor seismice, cit, și interpretarea cauzei manifestărilor seismelor, prin mecanica propagării ondulatorii, a două tipuri de oscilații, ce pornesc, din același punct, simetric, în toate direcțiile. Perioada anilor (1880-1920) reprezintă "noua seismologie", din punct de vedere conceptual și tehnic; sunt abordate problemele propagării undelor mecanice.

Dacă în perioada anilor 1880-1920, metoda descriptivă a manifestării impactului seismic răspunde la întrebările *când? unde? și cât?* având o popularitate a aplicării, cu soluționarea problemelor tehnice și conceptuale a înregistrării instrumentale, localizarea seismică instrumentală devine o normă. Începând cu 1920, metoda descriptivă răspunde la întrebări legate de aspectul manifestării energiei seismice *cât?* prin dimensionalitatea, sau intensitatea seismică.

Perioada 1920-1960, se caracterizează prin: sistematizări ale formelor de undă, cu ajutorul modelului de structură al Pământului, elaborări a mecanismului de falie, cât și definirea dimensionalității "zguduirilor" seismice, magnitudinea. Impactul seismic odată, cu localizarea sursei, ar fi funcție de mecanismul eliberării energiei din focar. Însă, acest aspect al directivității nu era evident în momentul implementării noțiunii de magnitudine; în seismologie, fiind aplicat doar aspectul atenuării amplitudinii semnalului cu distanța. Drept rezultat al imperfecțiunii relației analitice aplicate pentru estimarea magnitudinii, apare o diversitate a scărilor, în funcție de tipul (faza) undelor considerate. Toate acestea, complexează viziunea asupra dimensionalității seismice *cât?* și creează confuzii dintre magnitudine și intensitate macroseismică. *Magnitudinea* definește intensitatea înregistrată instrumental cu un grad mai înalt al preciziei, decât cea macroseismică doar. Valori diferite a magnitudinii, în punctele de observație, se datorează mecanismului focal. Soluția problemei dimensionalității (*cât?*) a fost găsită după anii 1960 prin Momentul



Seismic, în care se ține cont de aspectele eliberării spațiale a energiei seismice. Natura seismelor devine evidentă ca una tectonică (răspuns la întrebarea *de ce?*). Cauza comună a mecanismului și dimensionalității impactului seismic, este mediul de propagare, în care se acumulează și emană energia mecanică; sursa, mediul, condițiile locale, sunt în cadrul crustei Pământului, deaceia, seismicitatea este o proprietate a crustei.

O serie de întrebări privind natura seismelor de adâncime rămân fără răspuns. Menționăm însă aici importanța modelelor de structură, aplicate în localizări. Fiecare model ne oferă noi distribuții, rămâne doar să verificăm, care dintre ele sunt veridice. Problema verificării modelelor de structură, la nivel local, spre cel global, poate contribui la înțelegerea naturii seismicității de adâncime. Cel puțin, ne va da un răspuns ferm, **DA** sau **NU**, asupra naturii tehnice (numerice) în distribuția seismicității după adâncime.

Seismicitatea ar caracteriza sursa prin regiunile seismogene *parametri de sursă* cu legi de interdependență. Deasemenea, seismicitatea caracterizează și gradul manifestării seismice prin dimensionalitatea impactului seismic *intensitatea și magnitudinea seismică*, iar incapacitatea actuală de a localiza seismul după coordonata temporală *când are loc producerea seismelor?* dezvoltă interpretarea probabilistică - HAZARDUL.

### Bibliografie

1. Guidoboni E., (2002), Historical Seismology: the Long Memory of the Inhabited World, International Handbook of Earthquake Engineering and Seismology, Ed. by: William H.K.L., Kanamori H., et al.), Part A, Vol.81A, ISBN0124406521, Academic Press Elsevier Science, USA, pp.775-790.
2. Howell B.F., (1990), An introduction to seismological research: history and development, ISBN- 0521385717, Cambridge Univ. Press, 195p.
3. Wikipedia (Enciclopedie electronică): <http://www.wikipedia.org>
4. Housner G.W., Historical View of Earthquake Engineering, (2002), International Handbook of Earthquake Engineering and Seismology, (Ed. by: William H.K.L., Kanamori H., et al.), Part A, Vol.81A, ISBN0124406521, Academic Press Elsevier Science, USA, pp.13-18.
5. Augustin Udias, (1999). Principles of Seismology, ISBN-0521624789, UK, Cambridge, pp. 274-293.
6. Agnew D.C., History of Seismology, (2002), International Handbook of Earthquake Engineering and Seismology, (Ed. by: William H.K.L., Kanamori H., et al.), Part A, Vol.81A, ISBN0124406521, Academic Press Elsevier Science, USA, pp.3-12.
7. R.M.W. Musson, I. Cecic, (2002), Macroseismology, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Vol.84A, ISBN0124406521, Academic Press Elsevier Science, USA, pp.807-822.
8. USGS, Eq. Monitoring: <http://earthquake.usgs.gov/learn/eqmonitoring/eq-mon-6.php>
9. Steven L. Kramer, (1996), Geotechnical Earthquake Engineering, ISBN 0133749436, USA, p.653.
10. Lungu D., Aldea A., Arion C., (2008), Romania's seismicity and seismic hazard: from historical records to design codes. Harmonization of seismic hazard in Vrancea zone, (Eds. Zaicenco A., Craifaleanu I., Paskaleva I.), ISBN 9781402092411, ISSN 18746519, Springer, pp.1-16.
11. Lungu D., Craifaleanu I., (2008), Shake maps of strength and displacement demands for Romanian Vrancea earthquakes. Harmonization of seismic hazard in Vrancea

- zone, (Eds. Zaicenco A., Craifaleanu I., Paskaleva I.), ISBN 9781402092411, ISSN 18746519, Springer, pp.241-262.
- 12.Radulian M., Vaccari F., Mandrescu M., Panza G. F., Moldoveanu C. L. (1998), Seismic hazard of Romania: Deterministic approach, The Abdus Salam ICTP-Italy, Miramare-Trieste, IC/98/85.
  - 13.Mărmureanu Gh., Cioflan O. C, Mărmureanu A., (2010), Cercetări privind hazardul seismic local (microzonare) a zonei metropolitane București. (Hărți de microzonare seismică în accelerații, perioade fundamentale și intensități seismice). ISBN 9789737028099, Editura Tehnopress, Iași, (cap.1), 13-29.
  - 14.Cornelus Radu, Gabriela Polonic, Seismicitatea teritoriului României cu referire specială la regiunea Vrancea, Cutremurul de pământ din România de la 4 martie 1977, Ed. Acad. RSR, București 1982, 75-136.
  - 15.Thorne L., Terry C.W., (1995), Modern Global Seismology, Acad. Press, USA, ISBN012732870X, 521.
  - 16.William L., (2007), Fundamentals of Geophysics, Ed. 2<sup>nd</sup>, Cambridge UK, ISBN139780521675963, pp.150-151.
  - 17.Ю.В.Ризниченко, А.В.Друмя, Н.Я.Степаненко, 1974, Сейсмичность, Региональное исследование сейсмического режима. АН МССР, Штиинца. Кишинёв, стр.3-19.
  - 18.Dewey James, Byerly Perry, Earthquake Monitoring, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.59, No.1, pp.183-227, February 1969.

*Primit la redacție – 28 iunie 2012*

CZU: 553.632(478-13)+553.68(478-13)

Neaga V., Moroz V.

## Rocile alcaline ultrapotasice din sudul Basarabiei

### Abstracts

*The paper presents petrographic, mineralogical, geochemical description of the alkaline ultrapotassic rocks, whose presence in the, south-western part of the territory of the Republic of Moldova for the first time we have established. Chemical composition and geochemical characteristics distinguish three types of rock: ultrabasic, basic and major mesocratic leucocratic. In general, the studied species of petrochemical principles tend to be species of the family "lamproite". Consequently, known till now magmatic rock complexes and eruptive origin are replenished with a new type of rock - "lamproite".*

### Резюме

*В работе приводится петрографическое, минералогическое, геохимическое описание щелочных ультракалийевых пород, присутствие которых на, юго-западной части территории Республики Молдова нами установлено впервые. По химическому составу и геохимической характеристике выделены три типа пород: ультраосновные, основные мезократовые и основные лейкократовые. В общих чертах исследованные породы по петрохимическим принципам тяготеют к породам семейства «Лампроитов». Следовательно, известные до настоящего времени комплексы пород магматического и эффузивного происхождения пополняются новым типом пород – «Лампроитами».*

Sub denumirea zona „Prutul de Jos” se definește unitatea geologică situată în, sud-vestul Republicii Moldova limitată la vest de or.Cahul și satul Giurgiulești iar la est, ea coincide cu malul drept al lacului Jalpug. Malul stâng al r.Dunărea corespunde cu hotarul sudic al zonei între localitățile Giurgiulești și Novoseliskoe (Ucraina) iar cea nordică este trasată de-a lungul faliei tectonice Cahul-Bolgrad (Fig.1). Morfologic această zonă prezintă o ramificație spre nord-vest a formațiunilor cutate ale Dobrogei de Nord așezate la adâncimi de la 300 m până la 600 m.

În linii generale, se poate nota, că zona „Prutului de Jos” la începutul secolului XX constituia o adevărată „terra incognita” datorită cuverturii mezozoice și cainozoice care acoperă formațiunile mai vechi.

În a.1911 misterul geologic a fost destăinuit de remarcabilul geolog român Gheorghe Munteanu Murgoci datorită apariției lucrării fundamentale „Cercetări Geologice în Dobrogea Nordică cu privire specială la rocile paleozoice și eruptive” [9]. Lucrarea conține un volum neobișnuit de mare pentru studiile monografice, în care sunt descrise toate formațiunile sedimentare, metamorfice și vulcanogene existente în aria Dobrogei nordice.

Gh. Murgoci este primul geolog care a evidențiat depresiunea Moldovenească actualmente numită Depresiunea Predobrogeană localizată între Dobrogea de nord și scutul cristalin Ucrainean.

După a.1950 în sud-vestul Republicii Moldova au fost efectuate explorări gazo-petroliere și cartare geologică de adâncime. În acest scop a fost săpat un număr impuntor de sonde, care au descoperit formațiuni metamorfice, terigene și carbonatice de vârste diferite.

Recapitularea rezultatelor obținute prin analiza materialelor primare demonstrează afinitatea nu se a elementelor structurale din zona „Prutul de Jos” cu structurile Dobrogei nordice (Fig. 1).

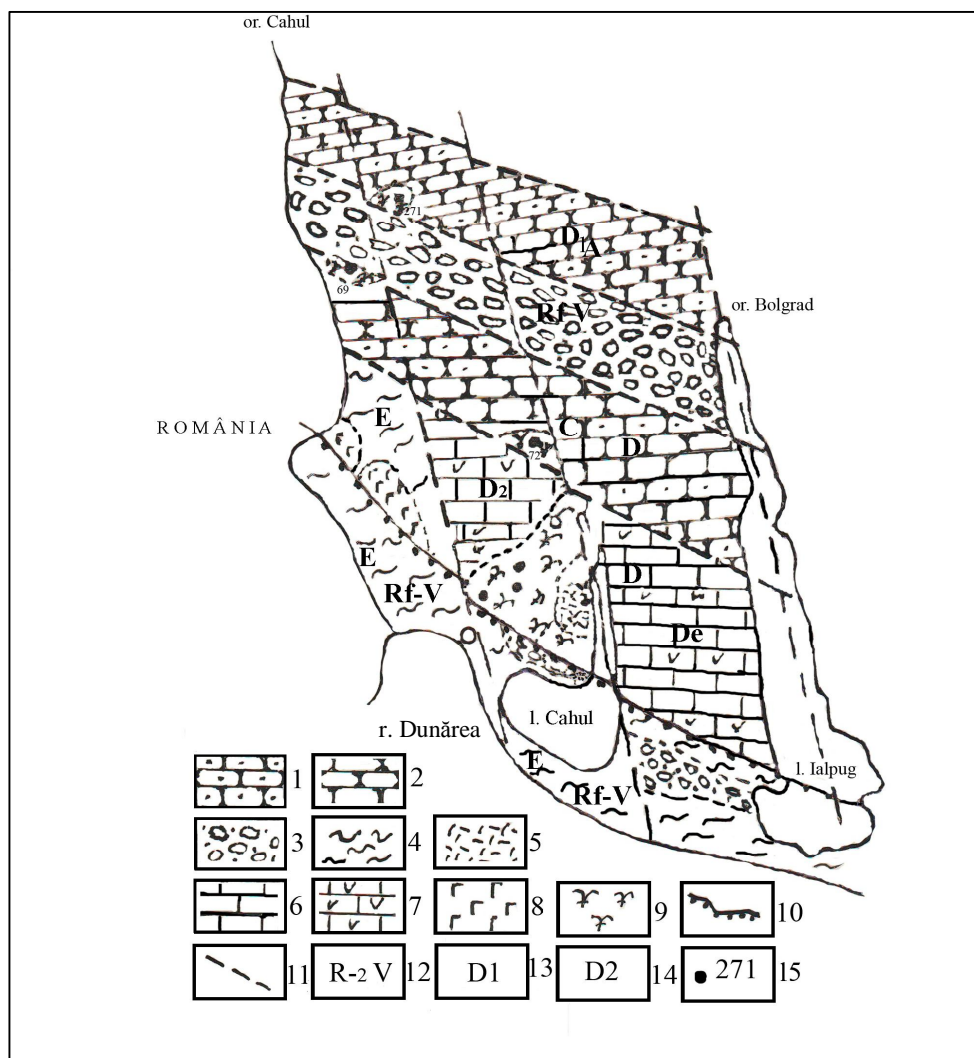


Fig. 1. Schiță structural-geologică a zonei „Prutul de Jos”.

Formațiuni geologice:

1- aleurite; 2- gresii; 3- grauwake; 4- șisturi cristaline epimetamorfice; 5- skarne; 6- calcare, calcare dolomitice; 7- dolomite; 8- gabrouri; 9- roci alcaline ultrapotasice;

Accidente tectonice:

10- falia tectonică Sf. Gheorghe – Troțuș (regională); 11- falii adânci cat II;

Vârsta geologică a formațiunilor:

12- rifean mediu- vendian; 13- devonian inferior; 14- devonian mediu; 15- sonde care au descoperit roci alcaline ultrapotasice.

Structuri tectonice:

A – pragul Cahul-Ciumai; B – horstul Manta-Vulcănești; C – pragul Colibași-Alexandru Ioan Cuza; D - grabenul Dunării de Jos (extremitatea vestică); E – horstul Văleni-Orehovca

În diferite sectoare ale zonei studiate forajele au deschis varietăți de roci intruzive și efuzive reprezentate prin gabrouri, gabro-diabaze, diferite tipuri de sienite, sienit-porfire, și dacite, care întretaie formațiunile cutate prepaleozoice și paleozoice și cercetate anterior de Bobrinskii (1964).

Între formațiunile magmatice deschise prin numeroase foraje în sudul Basarabiei un loc deosebit îl ocupă rocile ultrapotasice semnalate de noi pentru prima oară. După cum reiese din cercetările efectuate până acum majoritatea corpurilor magmatice alcătuite din aceste roci sunt cunoscute în partea apuseană a teritoriului. Ele au fost stabilite în sectorul Sofievca (F-106R)\*, pe ridicarea Manta-Vadul lui Isac (FF69 și 271) și în masivul de roci subcaline și alcaline din vecinătatea lacului Cahul. Aceste corpuri în majoritatea cazurilor, sunt situate în zonele de intersecții a faliilor tectonice majore, care separă compartimente ale scoarței terestre cu structuri și formațiuni geologice diferite.

Forma și dimensiunile corpurilor magmatice sunt greu de stabilit deoarece ele au fost străbătute numai de foraje izolate însă deseori se poate afirma că este vorba de dykuri cu o grosime de la câțiva metri până la 20-30 m sau probabil de stockuri urmărite pe o grosimi mai mult de 300 m. Se mai poate afirma că asemenea corpuri pot fi descoperite și în formațiunile proterozoice ale platformei Est Europene nu numai în limitele Basarabiei, dar și în regiunile limitrofe din dreapta Prutului.

Rocile alcaline ultrapotasice străbat toate formațiunile sedimentare premezozoice. Vârsta lor absolută, determinată prin metoda K-Ar constituie 248 m.d. (Sofievca, F.106R, intervalul 4450, 5-4453,5 m).

Valorile mici ale coeficientului mg (0,30-0,40) sunt specifice numai pentru rocile leucocrate, bogate în aluminiu din zona de alterație.

În varietatea a doua, caracteristică pentru sectorul Sofievca (F-106R) singurul component salic primar este ortoza asociată cu piroxeni, flogopit sau un biotit specific și cu amfiboli. În cazuri foarte rare este prezent tetraferiflogopitul sub forma unor mici incluziuni în piroxen. Granații titaniferi lipsesc. Ea se deosebește de rocile de lângă lacul Cahul printr-un conținut mai scăzut de alcalii ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=11,64\%$ ), dar cu un raport molecular în care alcaliile depășesc conținutul de aluminiu (1,03-1,10). Coeficientul mg este cuprins între 0,54-0,69, iar K – între 0,60-0,85. Valorile scăzute ale coeficientului (parametrului) K pot fi condiționate probabil de procesele postmagmatice de albitizare. Rocile alcaline ultrapotasice se mai evidențiază și prin conținuturi foarte ridicate a unor elemente minore printre care ar putea fi menționate Ba – 2000-6000 ppm, Sr – 100-800 ppm,  $\text{Rb}_2\text{O}$  – 0,043-0,090 ppm ș.a.

Bazându-se pe criteriile geochemice, formulate de R.H.Mitchell (1988) și de datele obținute pe baza analizelor chimice și ale studiului petrografic se poate afirma cu certitudine că varietățile rocilor cu epileucit (l.Cahul) aparțin grupei lamproitelor, iar șonkinitele stabilite în sectorul Sofievca (F-106R) sunt echivalenții intruzivi ai acestora.

Masivul de roci magmatice, care constituie obiectul lucrării de față reprezintă un interes deosebit atât prin constituția petrologică specifică a rocilor componente, cât și prin faptul că este însoțit de concentrații ridicate ale unor elemente rare. El este situat în partea de sud-vest a Republicii Moldova între cursul inferior al Prutului și lacul Cahul, în vecinătatea localităților Cișmichioi și Slobozia-Mare. În limitele lui se evidențiază o

---

\* F-106R este situată în afara zonei „Prutul de Jos” la 25 km spre Nord-Est or. Cahul

anomalie magnetică de maximum orientată NE-SV cu o lungime de circa 10 km și lățimea de 5-6 km. Prezența rocilor magnetice în componența lui a fost confirmată de unele sonde săpate în perimetrul anomaliei. Un al doilea masiv inelat cu diametrul de 5-6 km, marcat și el de o anomalie magnetică de maximum, a fost stabilit în apropiere, între satele Alexandru Ioan Cuza și Etulia. În perimetrul anomaliei din acest sector n-au fost efectuate lucrări de foraj dar cu certitudine este posibilă prezența rocilor magmatice identice celor din împrejurimile lacului Cahul (Fig. 1).

Ambele masive sunt localizate pe un bloc ridicat al Depresiunii Predobrogene unde formațiunile paleozoice apar nemijlocit sub cuvertura depozitelor sedimentare neogene și cuaternare.

În partea sudică și sud-vestică masivele sunt limitate de o zonă de fracturi foarte adânci orientate ESE-VNV urmărite până la intersecția cu r.Prut în apropierea localităților Văleni (Moldova) și Frumușița (România). Această serie de fracturi reprezintă prelungirea faliei Sf. Gheorghe spre nord-vest, care separă orogenul Nord-Dobrogean (zonele Măcin și Tulcea) de unitățile depresionare din nord (delta Dunării), depresiunea din sudul Basarabiei cu grabenele Aluat și Sărata-Tuzla și depresiunea Bârladului (de pe teritoriul României).

În partea de est masivele sunt intersectate de falii adânci orientate N-S paralel cu lacul și r.Cahul, fixând concomitent și limita de vest a formațiunilor sedimentare jurasice.

Prezența rocilor eruptive în partea de sud-vest a Moldovei a fost stabilită încă în 1954 în trei sonde săpate cu ocazia prospecțiunilor pentru cărbuni.

În prezent, în componența masivului de la Cahul a fost stabilită o asociație de roci care cuprinde diferite varietăți de sienite, monzonite, sieno-monzonite însoțite de o serie de roci bazice alcaline ultrapotasice, străbătute de dykuri de lamprofire și alte roci mafice. Relațiile dintre aceste roci nu pot fi cunoscute cu exactitate deoarece ele au fost deschise parțial numai de câteva sonde izolate amplasate în diferite sectoare ale masivului.

Cât privește rocile bazice alcaline, ele ocupă zona externă estică și sud-estică a masivului în apropiere de contactul lui cu șisturile epimetamorfice și microcuartitele orogenului Nord Dobrogean. După cum reiese din conținuturile de  $\text{SiO}_2$  și raporturile dintre componenții mafici și felsici aceste roci conțin și intercalații (corpuri „stratificate”) de ultrabazite cu grosimi de circa 25-30 m întâlnite la diferite adâncimi ale secțiunii.

Macroscopic ultrabazitele sunt roci cristaline de culoare neagră-verzuie, masive, în care se disting componenții felsici de culoare roză-cărămizie sau cenușie-roză deschisă cu dimensiuni de câțiva mm, până la 2-4 cm, lamele de biotit negru și agregate granulare de granați cu diametrul de 1 cm. Componenții principali ai rocilor sunt clinopiroxenul (20-25%) și biotitul (20-25%), dar există și varietăți în care el constituie până la 30-40% din volumul rocii. Granații prezenți aparțin seriei melanit-sherlomit, dar se întâlnesc mult mai rar, constituind doar 1-5% din volumul rocilor. Există însă și cazuri foarte rare când în unele varietăți de roci conținutul lor crește simțitor până la 6-10%. Componenții felsici cei mai importanți sunt ortoza și epileucitul dar apar în cantități cu mult subordonate ce nu depășesc suma de 10-25%. Între accesorii, cel mai răspândit este aplitul idiomorf în formă de cristale lungi prizmatice sau hexagonale, urmat de minerale opace (oxizi de fier și de titan și sporadic de titanit (sfen)). Ultrabazitele sunt străbătute de numeroase filoane milimetrice și mai rar centimetrice de calcit, clorit și alte minerale postmagmatice.

### Rocile alcaline bazice

Aceste roci sunt răspândite în zona periferică estică și sud-estică a masivului pe malul apusean al lacului Cahul, dar nu se exclude și prezența lor și în corpul eruptiv dintre localitățile Alexandru I. Cuza și Etulia marcat și el de o anomalie magnetică de maximum, ca și cel de la lacul Cahul.

Pe baza conținutului mineralelor componente pot fi deosebite două varietăți de roci studiate: bazite mezocrate cu un conținut de 30-35% de minerale mafice și roci leucocrate în care predomină exclusiv mineralele felsice (salice). Primele au o răspândire incomparabil mult mai largă.

Macroscopic bazitele alcaline mezocrate sunt roci verzi-cenușii sau cărămizii-roze în care se pot vedea cu ochiul liber numeroase separații sferice de culoare cenușiu-deschise cu pete albe, dispuse într-o masă fin cristalizată de culoare verde; spre deosebire de ele în varietățile leucocrate separațiile sferice lipsesc sau nu pot fi deslușite în masa omogenă a rocii de culoare cenușie-deschisă. (Fig. 2)

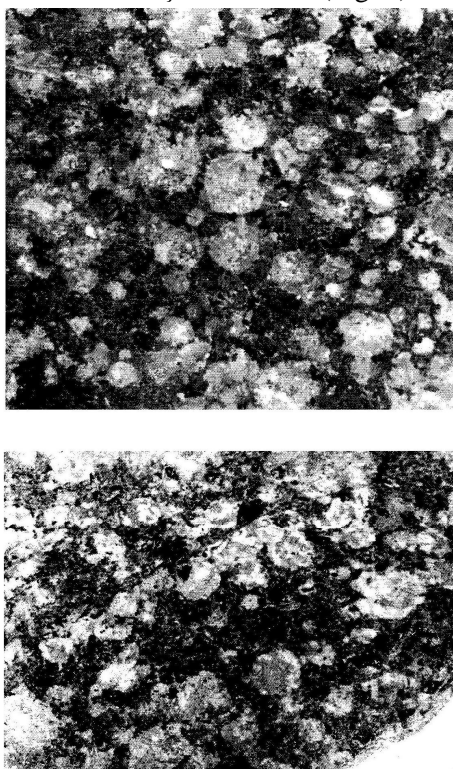


Fig. 2. Fenocristale sferice de epidioleucit în rocile alcaline bazice mezocrate.  
(Mărime naturală)

Diametrul separațiilor este foarte diferit și variază de la câteva zecimi până la 1-2 mm iar pentru cele mai mari – până la 1-1,5 cm. Conținutul lor constituie de obicei câteva zeci de procente și în multe cazuri depășește 50%. Separațiile cu dimensiuni mari (0,5-1,5 cm) joacă rolul de fenocristale atribuindu-le rocilor aspectul porfiric. La microscop s-a constatat că separațiile sunt reprezentate prin pseudomorfoze de felspat potasic cu agregate microsulfate de sericit incolor, uneori cu nuanțe verzui pe leucit, sau prin concreșteri dactilografice între ambele minerale. În cazuri foarte rare se întâlnesc și forme poligonale asemănătoare cu leucitul și pseudoleucitul, dar spre deosebire de

ultimul nu conțin relice de nefelin. Deci, se poate presupune, că lipsa nefelinului se datorează transformării lui integrale în agregate solzoase de sericit ca rezultat al proceselor ulterioare post-magmatice. Din datele prezentate reiasă că principalul component solid al rocilor mezocrate este epileucitul reprezentat prin pseudomorfoze de feldspat potasic și sericit, sau prin concreșterile dactilografice ale acestor minerale. Feldspatul potasic se mai prezintă probabil și ca mineral independent dar nu poate fi separat cu ușurință de tipul lui concreșcut în pseudomorfoze.

Compoziții mafici principali în rocă sunt piroxenul și biotitul. Lor se mai adaugă granații titaniferi din seria melanit-șorlomit. Rar de tot se mai întâlnesc zeolitul și analeimul.

Între compoziții mafici piroxenul monoclinic este mineralul cel mai răspândit. El se prezintă în formă de cristale columnare scurte sau agregate granulare incolore, sau de culoare verde deschisă.

Examinarea microscopică arată că piroxenul aparține seriei izomorfe diopsid-hedenbergit și potrivit datelor unei analize de microsondă conține:  $\text{SiO}_2=58,2\%$ ,  $\text{TiO}_2=0,15\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=1,8\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=4,4\%$ ,  $\text{MnO}=0,14\%$ ,  $\text{MgO}=14,8\%$ ,  $\text{CaO}=19,6\%$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3=0,5\%$ . Indicele de refracție nu depășește 1,70-1,71, iar birefrigența – 0,03.

De obicei piroxenul este proaspăt și omogen dar în multe cazuri se întâlnesc și cristale zonale ornate cu borduri de egirin-diopsid și diopsid-egirin de culoare verde intensă cu un pleocroism destul de pronunțat Np-verde aprins, Ng-cafeniu-gălbui cu nuanțe roșietice și cu unghiul de extincție C: Np=12-30°. Egirin-diopsidul și diopsid-egirinul în multe varietăți de roci se mai întâlnesc și la minerale independente în formă de cristale idiomorfe prismatice alungite cu unghiuri de extincție C: Np între 12 și 35°. În multe cazuri piroxenul cuprinde incluziuni de apatit, și mai rar – de biotit.

În Tabelul 1 este redată compoziția mineralogică modală a rocilor, din care se vede că piroxenul constituie 15,59-21,31% din volumul lor.

Tabelul 1

Compoziția mineralogică modală a rocilor alcaline ultrapotasice

Numerale secțiunilor subțiri analizate	Feldspat potasic	Concreșteri grafice de sericit	Plagioclaz	Sericit (pseudomorfoze)	Piroxen	Biotit magnezian	Granat	Minerale opace și accesorii	Minerale secundare
1	36,39	-	-	31,83	18,56	10,49	-	2,20	1,54
2		33,09	-	7,14	20,05	9,00	-	4,00	-
3	34,67	-	-	38,16	15,59	6,66	0,91	1,88	1,97
4	28,89	-	-	39,55	17,61	6,71	1,05	2,27	3,92
5	43,80	-	-	20,96	21,31	8,60	1,40	3,16	0,76

Al doilea component mafic important în rocile mezocrate este biotitul prezent în cantități care variază de la 6,66 până la 10,5% (Tabelul 1). El prezintă cristale tabulare, foioase cu contururi regulate și cu clivaj bazal perfect. Biotitul din rocile mezocrate examinate este un mineral specific cu un pleocroism puternic: Ng, Nm brun închis aproape negru și Np – roșu-portocaliu intens ca la miclele cu schema de absorbție inversă. Conform unor analize de microsondă pentru biotitul prezent în rocile mezocrate este caracteristic conținutul scăzut și stabil de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  cuprins între 10 și 11% și valoarea ridicată a raportului K/Al=1,0, pe când majoritatea absolută a biotitelor cunoscute în lucrările publicate, se deosebesc doar prin conținuturi de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  foarte variate și raporturi



în general mult mai scăzut ale K față de Al. În cantități cu totul subordonate rocile mezocrate mai conțin granați titaniferi din sfera melanit-șorlomit, zeoliți din grupa natrolitului, analcim, sericit, ș.a.

Între mineralele accesorii cel mai răspândit este apatitul, după care urmează, titanitul (sfenul), magnetitul, titanomagnetitul, hematitul, piritul, ș.a.

În comparație cu rocile mezocrate, varietățile leucocrate se întâlnesc mult mai rar și formează corpuri cu grosimi reduse de la câțiva metri până la 20 m intercalate în seria de roci mezocrate. Ele sunt mai deschise la culoare, cenușii deschise, roze sau cărămizii cu un rol predominant al feldspatului.

Rocile leucocrate sunt răspândite preponderent în partea apicală a masivului nemijlocit sub acoperirea depozitelor sedimentare neogene. Varietățile de sub straturile bazale ale neogenului sunt fără micioase dezintegrate datorită proceselor de alterație. Culoarea lor cenușie-verzuie depinde de cantitatea de clorit. Varietățile nealterate sunt masive, macrocristaline deseori pegmatoide, cenușii-deschise cu nuanțe roze sau cărămizii.

Compoziții principale ai rocilor sunt feldspatul potasic și concreșterile dactilografice de feldspat potasic și sericit (muscovit). Plagioclazii lipsesc. Feldspatul potasic nepertitic prezintă cristale tabulare mari cu contururi neregulate, tulburi, cu pete roze și cărămizii pigmentate cu oxizi de fier, cu clivaj după (001).

Agregatele microsizoase, vermiculare de sericit formează șiraguri paralele, rectilinii sau curbe despărțite prin benzi foarte subțiri de feldspat potasic. Ambii componenți ai concreșterilor se întâlnesc în proporții egale constituind fiecare în parte 50% din compoziția lor.

Pe lângă feldspatul potasic și concreșterile lui cu sericit (muscovitul) rocile mai conțin și cantități neînsemnate de biotit care constituie doar 5-10% din volum. Biotitul se prezintă sub formă de lamele izolate, deseori, deformate și de agregate foioase complet substituie de clorit, localizate în zonele libere dintre componenții felsici. Numai în cazuri foarte rare lamele de biotit sunt relativ proaspete.

Rocile leucocrate sunt puternic fracturate, cataclazate și conțin numeroase filoane milimetrice, uneori centimetrice de carbonați din seria siderit-magnezit (siderit, sideroplezit, pistomezit), anderit și calcit.

Între mineralele accesorii cel mai răspândit este apatitul idiomorf, în cristale prizmatice. Mai rar se întâlnesc mineralele opace – magnetitul, titanomagnetitul ș.a.

### **Chimismul rocilor analizate**

Caracterizarea petrochimică a fost realizată pe baza unui număr de 22 analize chimice noi de silicați între care 3 analize reprezintă ultrabazite, 10 – rocile bazice mezocrate și 9 analiza – rocilor leucocrate.

Analizele au fost efectuate la Institutul de Geochimie al mediului ambiant al Academiei Naționale de Științe din Ucraina (Kiev) și la Institutul Geologie al României (București). Rezultatele analizelor efectuate sunt redate în tabelul 2.

Caracterizarea petrochimică este realizată separat pentru fiecare tip de roci stabilit prin studii microscopice pe criterii mineralogice și petrografice.

Pornind de la ultrabazite remarcăm că acestea sunt rocile cele mai sărace și nesaturate în SiO<sub>2</sub> ceea ce rezultă din valorile parametrilor S(50,8-53,8) și Q(-21,6-26,4) calculate după metoda lui Zavarîțki (3). Ele conțin până la 24,05% de leucit normativ și până la 3,41% de nefelin normativ (în total 27,03%). În cantități semnificative mai este prezent și apatitul normativ, dar după datele microscopice rocile nu conțin plagioclazi.

Tabelul 2

Compoziția chimică a rocilor alcaline ultrabazice și bazice din masivul eruptiv de la I.Cahul

I. Ultrabazite																		
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	PC	Total	K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O / Na <sub>2</sub> O
1	41,84	1,53	11,56	7,62	7,62	0,03	3,86	9,57	0,66	7,88	1,35	4,14	0,38	1,42	99,69	8,54	0,61	11,94
2	44,14	1,04	13,40	6,79	7,85	0,21	5,67	6,78	0,68	7,60	1,13	1,32	0,65	2,34	99,94	8,28	0,70	11,18
3	39,20	1,34	11,93	7,32	8,26	0,04	4,11	9,60	0,74	6,80	1,65	6,03	0,51	1,58	99,66	7,54	0,72	9,19
$\bar{X}$	41,73	1,30	12,30	7,24	7,91	0,09	4,55	8,65	0,69	7,43	1,38	3,40	0,51	1,78	99,76	8,12	0,68	10,77
II. Rocile bazice mezocrate																		
4	50,95	0,66	13,09	2,91	6,30	0,18	5,82	5,49	1,43	9,20	0,58	0,95	0,24	2,05	99,62	10,63	0,93	6,31
5	51,81	0,57	13,97	4,31	4,53	0,10	4,94	4,83	0,80	10,04	0,67	0,42	0,65	2,08	99,72	10,84	0,87	12,55
6	52,13	0,57	13,49	4,74	4,46	0,12	5,32	5,55	1,10	8,58	0,87	0,52	0,76	1,97	100,18	9,68	0,82	7,80
7	52,65	0,47	12,93	3,66	3,96	0,12	5,92	6,78	1,10	8,68	0,24	1,01	0,51	1,54	99,57	9,78	0,87	7,89
8	52,02	0,47	13,98	3,58	4,46	0,13	5,21	5,76	1,10	9,40	0,67	0,84	0,39	1,58	99,59	10,50	0,86	8,55
9	51,98	0,57	14,59	4,04	3,96	0,13	4,86	6,32	1,60	8,92	0,60	0,49	0,16	1,66	99,88	10,52	0,84	5,58
10	51,48	0,57	14,39	2,07	5,54	0,12	5,24	5,19	0,90	10,04	0,92	1,05	0,67	1,80	99,98	10,94	0,86	11,16
11	50,32	0,66	13,39	4,56	4,89	0,13	6,32	7,23	0,65	8,68	0,67	0,70	0,48	1,79	100,40	9,33	0,78	13,35
12	51,49	0,84	13,23	3,84	4,53	0,13	4,86	6,87	1,26	9,60	0,72	0,31	0,50	1,34	99,52	10,86	0,94	7,62
13	51,38	0,74	13,46	5,06	4,74	0,15	5,26	6,90	1,36	8,10	0,72	0,31	0,52	1,55	100,03	9,46	0,82	5,96
$\bar{X}$	51,62	0,61	13,65	3,88	4,74	0,13	5,38	6,09	1,13	9,18	0,67	0,66	0,49	1,73	99,90	10,25	0,86	8,68
III. Rocile bazice leucocrate																		
14	52,41	0,39	17,35	2,14	4,03	0,09	4,35	4,07	1,36	9,94	0,44	0,49	0,41	2,30	99,77	11,30	0,75	7,31
15	49,52	0,66	17,63	3,91	6,48	0,10	2,43	3,16	0,40	10,80	0,74	1,05	0,27	2,71	99,86	11,20	0,70	27,00
16	52,45	0,66	16,22	2,32	7,05	0,12	3,57	2,37	0,40	10,28	0,70	0,35	0,37	2,88	99,74	10,68	0,73	25,70
17	51,87	0,74	17,27	5,11	5,11	0,07	2,50	1,58	0,30	11,24	0,70	0,28	0,87	2,29	99,93	11,54	0,73	37,47
18	52,17	0,94	19,40	4,14	4,68	0,04	0,68	1,80	0,40	11,00	0,67	0,28	0,36	3,02	99,60	11,40	0,65	27,50
19	51,56	1,04	17,36	2,69	5,18	0,05	1,90	2,57	0,55	10,97	0,96	1,87	0,62	2,40	99,92	11,52	0,74	19,95
20	51,98	0,47	17,38	1,66	5,25	0,14	2,39	2,91	0,85	10,88	0,27	1,62	0,44	3,44	99,88	11,73	0,76	12,80
21	50,61	0,47	16,53	1,31	5,07	0,12	2,97	4,52	0,23	12,02	0,56	2,81	0,12	2,25	99,62	12,25	0,81	52,26
22	49,48	0,37	15,92	3,24	3,80	0,03	1,75	6,86	0,22	11,20	0,55	4,42	0,20	1,53	99,66	11,42	0,78	50,91
$\bar{X}$	51,34	0,64	17,23	2,95	5,18	0,08	2,59	3,32	0,52	10,93	0,62	1,46	0,40	2,54	99,78	11,45	0,74	28,99

Ultrabazitele se caracterizează prin conținuturi scăzute de MgO (3,86-5,67%) și sume ridicate de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și FeO (14,6-15,58%), raportul Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / FeO constituind 0,86-1,0. Ele sunt roci bogate în alcalii (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=7,54-8,54) și în special în K<sub>2</sub>O ceea ce este reflectat în valoarea extrem de ridicată a raportului K<sub>2</sub>O / Na<sub>2</sub>O (5,88-11,94) caracteristică și pentru rocile bazice ale masivului. Raportul molecular K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> este cuprins între 0,65-0,83 (Fig.3, 4).

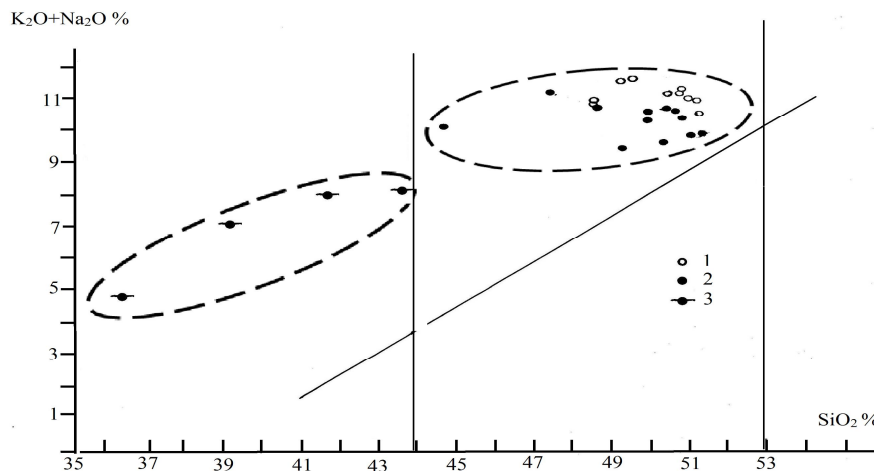


Fig.3. Diagrama  $\text{SiO}_2\%/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$

1-Roci alcaline bazice leucocrate; 2-Roci alcaline bazice mezocrate; 3-Ultrabazite alcaline

Raportul  $\text{K}_2\text{O}$  - suma alcaliilor  
 $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  - suma alcaliilor

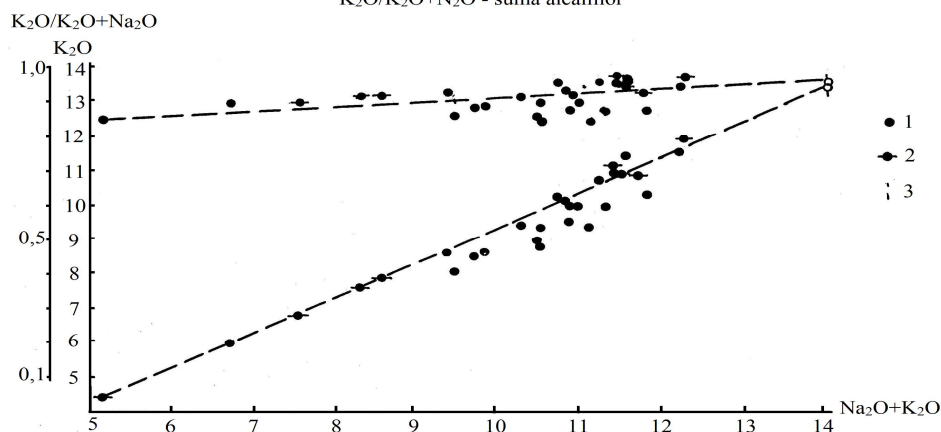


Fig. 4. Diagrama raporturilor alcaliilor(simboluri ca în fig. 3)

Rocile bazice mezocrate se deosebesc printr-o compoziție chimică stabilă cu limite de variație însemnate pentru toate elementele molare (Tabelul 2). Comparativ cu ultrabazitele ele sunt mai puțin sărace în  $\text{SiO}_2$  ceea ce se confirmă și prin valorile parametrilor Q și S calculate după metoda lui Zavarîțki. Q este cuprins între -10,7 și -16,6, iar valorile parametrului S – între 57,8 și 60,5. Conținutul în  $\text{SiO}_2$  variază de la 50,32 la 52,65%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  este ușor scăzut între 12,93 și 14,59%. Suma minimală a oxizilor de fier ( $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ ) este 7,61% și nu depășește 9,80%. Oxizii de magneziu și calciu variază de regulă între 4,86-6,32% și respectiv între 4,83-7,23%. Magmatitele bazice mezocrate sunt roci foarte bogate în alcalii și în special de  $\text{K}_2\text{O}$ , care constituie nu mai puțin de 85-94% în componența lor. Rolul excepțional al potasiului în suma alcaliilor reiese și din valorile extrem de ridicate ale raportului  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  cuprinse între 5,58 și 13,35 și tipice numai pentru rocile magmatice din familiile lamproitelor și leucitelor. Raportul molecular  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  se caracterizează prin valori cuprinse între 0,78-0,94, ca și pentru grupa rocilor alcaline miacitice. Roci agpaitice cu valori mai ridicate n-au fost stabilite, dar existența lor nu poate fi exclusă.

Pe lângă epileucit rocile mezocrate mai conțin și minerale normative dintre care cele mai frecvente sunt nefelinul și anortitul, dar prezența lor reală este îndoielnică.

În partea superioară a secțiunii unei sonde săpate în zona periferică a anomaliei magnetice între rocile mezocrate bazice a fost întâlnit un corp separat (dic. Xenolit) de roci metalifere cu textura, structura și componența mineralogică radical diferite de rocile gazdă. Grosimea lor nu poate fi apreciată cu precizie, dar după toate probabilitățile ar putea constitui nu mai puțin de 1-3 m.

Aceste roci sunt compacte dure, de culoare neagră-verzuie, cu textură masivă și structură microcristalină. Componenții lor principali sunt megnetitul (20-25%) și apatitul (4-6%), prin și într-o masă microsolzoasă omogenă de clorit verde.

Rezultatul analizei chimice al unei probe recoltate din rocile acestea este prezentat mai jos (%):  $\text{SiO}_2$  – 37,55,  $\text{TiO}_2$  – 1,91,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,99,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 13,76,  $\text{FeO}$  – 8,49,  $\text{MnO}$  – 0,20,  $\text{MgO}$  – 4,10,  $\text{CaO}$  – 5,42,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,70,  $\text{K}_2\text{O}$  – 6,00,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 1,67, S – urmă,  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,28,  $\text{CO}_2$  – 1,60, PC – 3,94, suma – 99,61.

Roci metalifere, mai bogate în fer apar, posibil și în alte substanțe minerale utile ar putea fi stabilite și în alte sectoare ale masivului care n-au fost explorate.

Prin conținutul lor în siliciu ( $\text{SiO}_2$  =49,48-52,45%), rocile leucocrate nu se deosebesc de cele mezocrate, dar ele sunt mult mai bogate în silicați de aluminiu ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ =15,92-19,40%) și mai sărace în magneziu ( $\text{MgO}$ =0,68-4,35%) și calciu (1,80- %).

Suma oxizilor de fier este cam aceeași ca și în rocile mezocrate variind între 6,17 și 10,89%. Aproape în toate probele analizate predomină  $\text{FeO}$  iar raportul  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  se încadrează între 0,26 și 0,95 și numai într-un singur caz este egal cu 1.

Pentru rocile leucocrate sunt caracteristice cele mai ridicate sume ale alcaliilor (10,68-12,25%) și cele mai mici conținuturi de  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,22-0,85%). Numai o singură probă conține 1,36% de  $\text{Na}_2\text{O}$ . Valorile raportului  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  sunt extrem de ridicate crescând de la 19,95 la 52,25 în majoritatea analizelor și numai într-o singură probă analizată, indicele raportului este mai redus și constituie 7,31.

Alcalinitatea rocilor rezultă din diagrama  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (fig. 3) și din diagrama al (fig. 4) întocmită cu ajutorul parametrilor Niggli. Pe diagrama  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  toate magmatitele analizate se localizează în câmpurile rocilor alcaline bazice și ultrabazice. (Fig. 3 + Fig. 4)

Potrivit compoziției mineralogice normative calculate în varianta cu leucit (M.Stefanova, 1980) prezentate în Tabelul 3 sumele componenților mafici și felsici normativi și modali sunt aproape identice cu o diferență 5,0%. În metoda de calcul propusă gradul de saturație în siliciu al rocilor este dat de coeficientul  $K_{\text{Si}}$ , care pentru rocile alcaline din masivul de la Cahul variază între 1,89 și 2,91. În rocile cele mai sărace în  $\text{SiO}_2$  (39,2-44, ) valoarea acestui coeficient este cuprinsă între 1,89-1,95 și este caracteristică parageneză cu leucit, olivină și mineralele femice (piroxen și biotit). (Tabelul 3)

Rocile alcaline bazice mezocrate au coeficienții  $K_{\text{Si}}$  între 2,16-2,55 și sunt lipsite de olivină și spre deosebire de cele precedente conțin în cantități importante feldspatul potasic (ortoza). În rocile bazice leucocrate predomină silicații de aluminiu între care cel mai răspândit este feldspatul potasic urmat de leucit (epileucit) și subordonat de biotit parțial sau integral cloritizat. Coeficienții  $K_{\text{Si}}$  sunt mai ridicați variind de la 2,55 până la 2,91 ceea ce corespunde, în general, unui grad de saturație mai înalt. Varietățile de roci leucocrate se mai caracterizează și prin surplusuri însemnate de aluminiu (Al calculat în metoda propusă) care pot fi strâns legate cu prezența muscovitului (sericitului) în concreșterile grafice cu ortoze foarte răspândite în componența acestor roci.

Tabelul 3

Compoziția mineralogică normativă calculată în varianta de leucit (M.Stefanova, 1980)

	Fem	Ol	An	AF	Le	Q	Al	Ap	Cc	K <sub>a</sub>	K <sub>k</sub>	K <sub>Si</sub>
1	37,50	3,70	0,0	0,0	44,10	0,0	0,80	3,00	10,90	0,83	7,56	1,89
2	45,50	2,10	0,0	0,0	43,00	0,0	2,90	2,50	4,00	0,70	7,36	1,93
3	36,10	1,20	0,0	0,0	39,30	0,0	3,90	3,60	15,90	0,72	6,04	1,95
4	39,00	0,0	0,0	11,70	45,60	0,0	0,0	1,20	2,50	0,94	4,23	2,16
5	35,70	0,0	0,0	31,00	30,50	0,0	0,20	1,50	1,10	0,87	8,26	2,44
6	37,90	0,0	0,0	39,20	18,90	0,0	0,80	1,80	1,40	0,82	5,13	2,53
7	39,70	0,0	0,0	34,80	22,40	0,0	0,0	0,50	2,60	0,87	5,19	2,56
8	35,70	0,0	0,0	34,00	26,50	0,0	0,20	1,40	2,20	0,86	5,02	2,50
9	36,70	0,0	0,0	29,80	30,90	0,0	0,10	1,30	1,20	0,84	3,97	2,43
10	33,00	0,0	0,0	31,10	30,30	0,0	0,90	2,00	2,70	0,86	7,34	2,44
11	44,40	0,0	0,0	25,10	26,70	0,0	0,50	1,40	1,80	0,78	8,78	2,42
12	39,30	0,0	0,0	12,00	46,30	0,0	0,0	1,60	0,80	0,94	5,01	2,17
13	42,40	0,0	0,0	29,20	25,10	0,0	0,0	1,50	0,80	0,82	3,92	2,47
14	28,30	0,0	0,0	40,20	26,00	0,0	3,40	0,90	1,20	0,75	4,80	2,55
15	26,20	0,0	0,0	36,50	27,30	0,0	5,60	1,60	2,80	0,70	17,77	2,51
16	28,60	0,0	0,0	51,20	13,10	0,0	4,60	1,60	0,90	0,73	16,91	2,76
17	25,00	0,0	0,0	46,40	21,10	0,0	5,20	1,60	0,70	0,73	24,66	2,53
18	18,50	0,0	0,0	67,30	4,50	0,0	7,60	1,40	0,70	0,65	18,10	2,91
19	22,70	0,0	0,0	53,10	17,40	0,0	4,60	2,20	0,0	0,76	12,94	2,35
20	19,80	0,0	0,0	53,80	17,00	0,0	4,50	0,60	4,20	0,76	8,42	2,71
21	19,70	0,0	0,0	42,30	26,30	0,0	3,30	1,20	7,20	0,81	34,39	2,56
22	17,30	0,0	0,0	52,20	14,10	0,0	3,80	1,20	11,40	0,78	33,50	2,76

Despre geneza rocilor examinate se poate vorbi numai pe scurt, în linii generale. Pentru o analiză mai aprofundată a problemei sunt necesare date suplimentare noi (măsurări izotopice, determinări de vârstă absolută, microanalize ș.a.) care pot fi obținute numai prin folosirea unor aparate moderne de care nu dispunem. Conform opiniei înaintate de către Gupta și Jagi (1980) considerăm că rocile ultrapotasice ale masivului de la Cahul au provenit prin topirea parțială a peridotitelor granatiferă îmbogățite cu biotit ( $\pm$  richterit). După E.Andreeva, V.Kononova et al. (1984) mobilitatea ridicată a K<sub>2</sub>O în fluidele corespunzătoare geotermei structurilor continentale poate fi cauzată de faptul că numai pe continente apar simptomele mantalei anomal îmbogățite în potasiu și sunt prezente rocile ultrapotasice. Faptul că magmele potasice își au originea în mantaua superioară a crustei terestre este confirmat și de datele de geofizică.

Astfel, potrivit acestor date magma inițială ca sursă de formare a vulcanitelor potasice din regiunea Romei a fost generată la adâncimi de 120-140 km, iar pentru vulcanii mediteraneeni, inclusiv și pentru Vezuviu – la adâncimea 300 km.

Aceiași autori mai subliniază că manifestările de vulcanism potasic și potaso-sodic sunt tipice pentru zonele riftogene cu litosfera continentală groasă și cu un regim continental de lungă durată. Pentru insulele oceanice aceste manifestări apar ca excepții rare.

În opinia autorilor menționați manifestările de magmatism potasic sunt strâns legate și cu fracturile adânci din scoarța terestră ceea ce este demonstrat și în cazul masivului din zona cercetată.

Întrucât cele mai valoroase substanțe minerale utile sunt asociate cu rocile alcaline bazice și ultrabazice problema principală actuală și pe viitor rămâne studierea aprofundată (chimică, petrografică, mineralogică, spectrometrică, izotopică nanostructurală), utilizând aparatul analitic contemporan pentru elaborarea clasificării și determinării rocilor alcaline ultrabazice moldave.

Până în prezent n-au fost determinate criteriile în baza cărora poate fi elaborată clasificarea rocilor alcaline ultrapotasice. Cu această problemă sunt preocupate colective și școli științifice din Rusia (Bogaticov et al. 1985; 1991), Australia (Jaques et al. 1989), USA (Mitchel, 1988; Gupta et al. 1986).

Prin urmare se poate menționa că în sudul Republicii Moldova sunt răspândite roci alcaline bazice și ultrapotasice din familia „lamproitelor”. Ca regulă în zonele de manifestare a vulcanismului alcalin bazic și ultrapotasic se formează și „calcarenitele” de aceea nu excludem prezența rocilor menționate.

Folosindu-mă de ocazie îi exprim cele mai sincere sentimente doctorandei Cristina MOGORICI pentru ajutorul acordat în procesul pregătirii manuscrisului.

### Bibliografie

1. Бобринский В.М. Материалы по петрографии метафорфизованного осадочного комплекса погребенного склона Добруджи (Нижнее Припрутье Молдавской ССР) – в кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Кишинев, 1964 г. Изд-во «Карта Молдовеняскэ», № 4, СС. 41-61.
2. Бобринский В.М. К петрографии магматических пород Нижнего Припрутья Молдавской ССР. – в кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Кишинев, 1964, изд-во «Карта Молдовеняскэ», СС. 62-71.
3. Богатиков О.А., Рябчиков О.А., Конунова В.Л. и др. Лампроиты. 1991. М., «Наука», 300 с.
4. Богатиков О.А., Махоткин И.Л., Кононова В.А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород. Изв. АН СССР, серия геологич., № 12. 1985. С. 3-11.
5. Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. 2-е изд. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 150 с.
6. A.L.Jaques, J.D.Lewis and C.R. Smith. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. Москва: «Мир». 1989. 403 с.
7. Митнелл Р.Х. Лампроиты – семейство щелочных горных пород. Записки Всесоюз. Минерал. О-ва. 1988. Ч. СХVII, вып. 5, СС. 575-585.
8. V.Moroz, V.Neaga. Ultrapotassic rocks from the South Basarabia. Anuar. Inst. Geol. Român. Abstracts. 1996. București. Vol. 69, Supliment 1. P. 137.
9. Gh.Murgoci. Cercetări geologice în Dobrogea Nordică cu privire specială la rocile paleozoice și eruptive. „An. Inst. Geol. Rom”, (V), 1911, P. 307-494. Cu 3 planșe în culori.
10. Семенов Н.П. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. – В кн.: Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, СС. 173-188.
11. Стефанова М. Петрохимия магматических пород. М., Изд-во «Мир», 1980. 402 с.
12. Gupta A.K., Yagi K., Lovering J. et al. Geochemical and microprobe studies of diomond-bearing ultramafic rocks from Central of South India. Geol. Soc. Austral. Abstr. 1986. № 16. P. 27-29.

*Primit la redacție 30 iulie 2012*

CZU 551.3.051.6

*Bliuc I. \*, Malai I. \**

## **Studiul privind geneza reliefului actual al Republicii Moldova**

### **Abstract**

*Given paper reflected some dates about formation of contemporaneous relief structure of the Republic of Moldova. For this study was analyzed data obtain of precedents authors, as well as accrued as a result of geological survey work in the medium and large scale.*

### **Rezumat**

*Prezenta lucrare reflectă unele date privind geneza reliefului contemporan al Republicii Moldova. Pentru acest studiu au fost analizate datele obținute de către cercetătorii anteriori și prelucrate cele obținute în rezultatul ridicărilor geologice la scară medie și mare.*

### **Резюме**

*В представленной статье приводятся данные относительно формирования современного рельефа Республики Молдова. Для проведения данного исследования были обработаны материалы предыдущих авторов, а также накопленные в результате проведения геологосъемочных работ в среднем и крупном масштабе.*

Relieful contemporan de pe acest teritoriu este destul de modelat, răspândit pe 17 unități geomorfologice (câmpii, podișuri) [8p. 25]. Diferențierea geomorfologică a reliefului dat reflectă schimbările geologice interne și externe a scoarței terestre.

În literatura publicată [3, 4, 5, 9, 11] predomină părerea că la Nordul teritoriului studiat relieful contemporan a început să se formeze după retragerea mării sarmațiene.

Râmbu [11] scrie “Formele mai vechi de relief au început să se formeze în Nordul Moldovei după retragerea mării Sarmațiene, însă ele au fost distruse de eroziune. Unele porțiuni din acest relief s-au mai păstrat pe alocuri sub formă de dealuri reziduale. În Sudul Moldovei relieful este relativ mai tânăr (p. 27) după retragerea mării Ponțiene” (p. 28).

Bilinchiș și alții [4] au despărțit teritoriul dintre Prut și Nistru în 16 blocuri, care după părerea lor, corespund blocurilor neotectonice care sunt lipsite de o argumentare stratigrafică (p. 74).

Levadniuc [10] susține că în Cuaternar mișcările tectonice sub formă de blocuri au determinat formele principale ale reliefului contemporan. Noi [6] anterior, am arătat că nimeni niciodată n-a dovedit stratigrafic nici un bloc de pe Placa Moldovenească.

După regresiunea Mării Sarmațiene la Nordul Republicii Moldova și a Ponțianului la Sud, pe tot teritoriul dat se formează un regim continental, unde în două etape majore (Sarmațian – Pliocen mediu și Pliocen tardiv) paralel cu alte procese exogene (denudație și eroziune) se acumulează depozite continentale cu o grosime mai mare de

---

\* Universitatea de Stat din Tiraspol, Catedra de Geografie Generală.

100 m, care Barbot de Marni le-a atribuit la etajul de Balta (Baltskii yarus). Mai târziu (1940) Lungersgauzen le divizează în trei unități litologice, unde în cele două inferioare materialul clastic este autohton, iar în cel superior (Cuciurgan) – carpatic, care după părerea lui a fost adus din Carpații de Nord de un râu vast, care șerpuia între munții Carpați la Vest și Scutul Ucrainean la Est. De asemenea, el este de părerea că acest râu a apărut în rezultatul topirii ghețarilor montani într-o perioadă relativ mai caldă. Aceste depozite aluviale, care în Codrii de lângă Bălănești (for. 16) s-au păstrat până în prezent (66 m), formând o câmpie aluvială, acoperind fostul relief Sarmațian – Pliocen mediu (fig. 3).

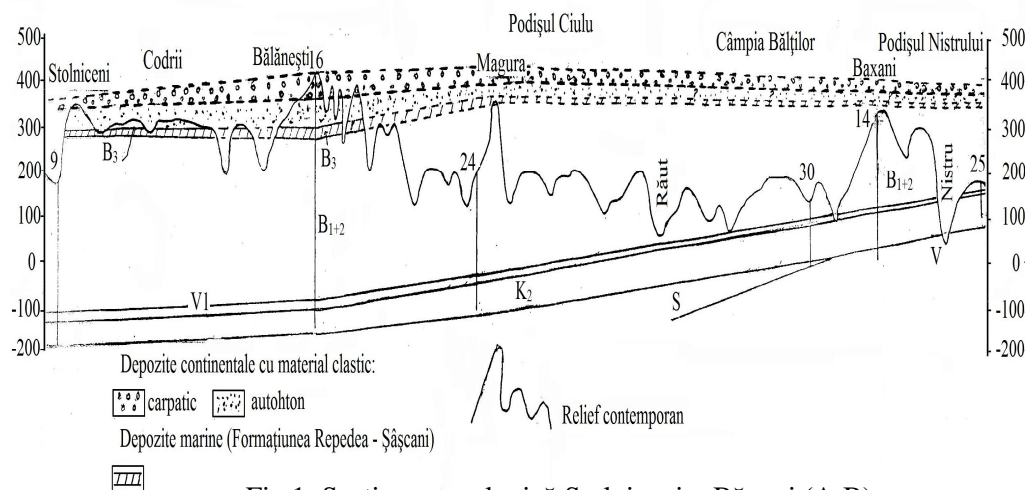


Fig.1. Secțiunea geologică Stolniceni – Băxani (A-B).

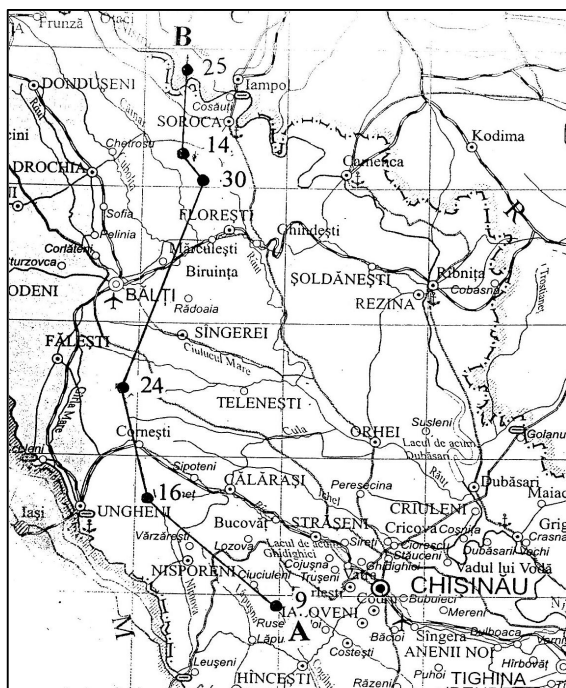


Fig.2. Secțiunea geologică A-B

Noi am încercat să restabilim situația geologică de acumulare și răspândire a depozitelor continentale, punând la bază ultimele depuneri maritime a Basarabeanului superior (formațiunea de Repedea – Șășcani), care s-au păstrat parțial pe unele forme morfologice mai înalte (Bălănești, Măgura, Băxani, Păun ș.a.). Secțiunile geologice (fig. 1, 2) demonstrează convingător că la Nord de Codrii Bălănești depozite continentale lipsesc (au fost complet erodate și relieful contemporan aici se așterne pe formațiunile maritime a Basarabeanului mediu). Într-o perioadă relativ mai rece (Pliocenul tardiv), când apa acestui râu devine mai puțină, și nu acoperă toată câmpia aluvială cu material carpatic în unele părți ale ultimei, apar râurile Para – Prut și Para – Nistru, care au început fasonarea reliefului actual.



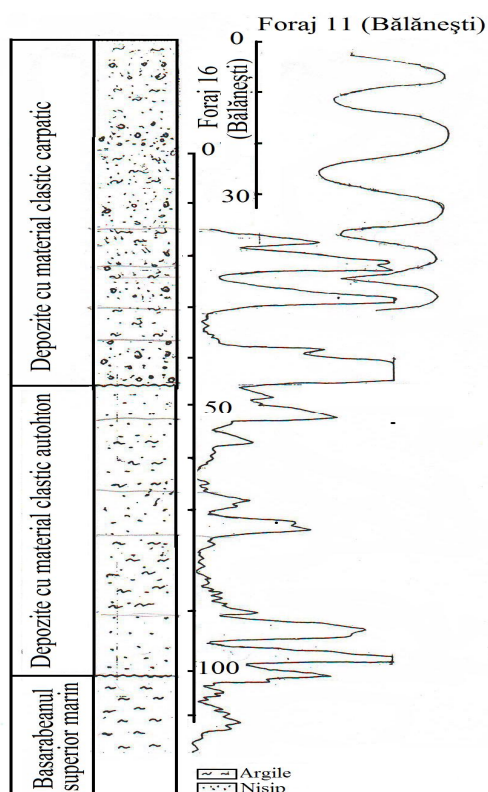


Fig.3. Depozitele continentale de pe Podișul Central Moldovenesc (la Nord de satul Bălănești)

În perioadele tectonice mai active de exondare regională, râurile își adânceau albia, iar în cele relativ pasive acumula depozite aluviale [1, 2, 7], formând în bazinele râurilor Nistru și Prut până la 16 nivele aluviale. Astfel, în rezultatul eroziunii relieful contemporan în prezent se așterne începând cu rocile Pliocene și sfârșind cu fundamentul cristalin (Cosăuți).

Deci relieful contemporan a început să se formeze la sfârșitul Pliocenului mediu o dată aproape pe tot teritoriul dat.

Lucrările topografice de nivelare repetată în lungul căilor ferate care au arătat unele ridicări și afundări, expuse de Bilinchis [3] reflectă acțiunea Orogenului carpatic asupra acestui teritoriu. În multe foraje carotele argilelor sarmațiene în unele intervale au o textură înclinată ori gofrată, care dovedesc acțiunea Orogenului asupra Platformei Moldovenești. De asemenea însăși Bilinchis înseamnă, că așa nivelare pe o rețea atât de rară nu permite de a face concluzii definite (p. 100).

Bilinchis [3] susține că relieful contemporan este în strânsă legătură cu

“strațele neogene care sunt înclinate spre Vest, iar relieful are o înclinare spre Sud – Est (p. 122)”. Menționăm, că toate depozitele sedimentare, de asemenea și fundamentul cristalin, au o înclinare spre Sud – Vest formând un monoclinal.

Materialele expuse mai sus demonstrează convingător că relieful contemporan s-a modelat în rezultatul proceselor de eroziune și de denudație care reprezintă niște sculpturi și nu structuri.

De asemenea și Jeanrenaud P. și Saraiman A. [9] susțin că relieful dintre Siret și Prut „se datorează activității sculpturale a factorilor externi care au distrus câmpia inițială de acumulare sarmato-pliocenă și au înlocuit-o cu relieful colinar și deluros de astăzi. Existența acestor întinse suprafețe se datorează în întregime denudației. În literatura mai veche se întâlnesc și unele ipoteze cu privire la evoluția policiclică a reliefului și la originea tectonică a unor ceste, dar au fost infirmate de studiile mai noi. Rolul principal în sculptarea reliefului l-au avut râurile care străbat regiunea” (p. 3).

### Concluzii

Relieful contemporan a început să se formeze la sfârșitul Pliocenului mediu, în rezultatul exondării ne uniforme regionale și reprezintă sculpturi datorită proceselor de denudație și eroziune și nu structuri tectonice.

### Bibliografie

1. Арапов А.А., Негадаев-Никонов К. Н. (1966) “Террасы среднего Приднестровья” Изв. АНМССР N. 10, Кишинёв, с. 37-45.
2. Арапов А.А., Негадаев-Никонов К. Н. (1967) “Древнеаллювиальные образования Пра-Реута” Изв. АНМССР N. 4, Кишинёв, с. 62-66.
3. Билинкис Г. М. (1971) “Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины”, Изв. Штиинца, Кишинёв, 138 с.
4. Билинкис Г. М., Новосельский И. А., Дубиновский В. Л. (1979) “Исследования с помощью ЭВМ зависимости между различными морфометрическими показателями рельефа Молдавии” Геологическая структура и рельеф Молдавии. Кишинёв, Штиинца, с. 73-86.
5. Билинкис Г.М. (1992) “Геодинамика крайнего юго-запада Восточно-Европейской платформы в эпоху морфогенеза” Кишинёв, Штиинца, 170 с.
6. Блюк И. В. (2010) “О поверхностях выравнивания Молдавской Плиты” Buletin Științific. Muzeul Național de Etnografie și Istorie Naturală. Vol. 12 (25), Chișinău, p. 149-155.
7. Букатчук П. Д. Покатилов В. П., Блюк И. В. (1988) “Карта четвертичных отложений Молдавской ССР” Масштаб 1:200000. Объяснительная записки. Кишинёв, 155 с.
8. Donisă I., ș. a. (2009). „Contribuții la regionarea geomorfologică a Podișului Moldovenesc” Materialele simpozionului jubiliar internațional „Mediul și dezvoltarea durabilă”70 ani de la fondarea Facultății de Geografie. Labirint, Chișinău, p. 16-23.
9. Jeanrenaud P., Saraiman A. (1995) „Geologia Moldovei Centrale dintre Siret și Prut” Ed. Univers „AL. I. Cuza” Iași, 175 p.
10. Леваднюк А. Т. Рельеф (1978).”Атлас Молдавской ССР” Москва, с. 29.
11. Râmbu N. (2008) Relieful. „Geografia Fizică a Republicii Moldova” Manual pentru clasa a VIII-a, ed. Litera. Chișinău, p. 27.

*Primit la redacție 19 iunie 2012*

УДК: 551.72(478:282.247.31)+551.82(478:282.247.31)

Покатилов В.П.

## О палеогеографии среднего миоцена междуречья Днестр-Прут

### Abstracts

*This paper gives a general view on the Badenian palaeoenvironments. It is given description of stratigraphic units. Expressed version of synchronicity of different facial conditions in which the formed gypsum of Criva Formation and bentonite clay of Podolian Formation.*

### Rezumat

*Prezentul articol dă o privire generală a condițiilor paleogeografice din Badenian. Este dată descrierea a unităților stratigrafice. Este expusă părerea despre existență în același timp a diferitor faciesuri, în care sau format gipsuri Formațiunei de Criva și argile Bentonitice a Formațiunei Podoliei.*

### Резюме

*В статье приведена краткая характеристика палеогеографических условий баденского времени. Дано описание стратиграфических подразделений. Высказана версия о синхронности разнофациальных обстановок, в которых формировались гипсы кривской свиты и бентонитовые глины подольской свиты.*

Геологическая история Земли есть история взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, которые вызывают трансгрессивные и регрессивные явления. Последние, как самописец, на каменных страницах фиксируют геологическую летопись Земли. История геологического развития Земли насчитывает более 4 млрд. лет. А история верхней части литосферы (осадочного чехла) около 600 млн. лет. Человек начал постигать азы геологической грамоты только 150-200 лет назад. Это очень короткий срок для овладения успешным чтением. Поэтому нередки ошибки и непонимание в прочтении геологической летописи, различное восприятие одних и тех же фактов разными геологами. Кроме того, летопись прерывиста. И нередко приходится домысливать недостающий текст. Земля не мертвое тело, а живой саморазвивающийся организм. Вряд ли человек когда-нибудь сможет предвидеть ее будущее. Возможно, только с большой долей условности познать ее прошлую историю, овладев тайной шифра, которым эта история записана. Легче прочтение той части геологической летописи, в которой меньше «вырванных страниц». Днестровско-Прутское междуречье замечательно тем, что некоторые главы его геологической истории записаны с максимальной полнотой (венд, силур, неоген-четвертичный период). Но даже здесь существуют свои сложности в понимании отдельных текстов каменной летописи. Это не является непреодолимой преградой для расшифровки. Наоборот. Это поле обмена мнениями, поиск решений, поиск истины.

Несмотря на почти двухсотлетний период изучения геологического строения Днестровско-Прутского междуречья (ДПМ), остаются еще дискуссионными некоторые моменты ее даже самой молодой, неоген-четвертичной, геологической истории. И это закономерно и естественно. В наших попытках реставрировать

геологическую историю прошлых периодов мы опираемся на наш современный опыт, на анализ современных процессов и явлений и параллелизуем их с таковыми в прошлом (метод Ломоносова-Лайеля). Но это не всегда возможно, т.к. условия, при которых происходили те или иные процессы в прошлом, не адекватны современным. Каждый отрезок геологического времени характеризуется свойственными только ему природными особенностями, которые по-разному запечатлены в каменной летописи Земли. К тому же время, как мощный каток прессует или как бульдозер соскребают следы прошлого, оставляя нам информацию в виде ребусов и кроссвордов, которые приходится разгадывать методом подстановки из архива имеющихся знаний. Отсюда различие одних и тех же геологических разрезов, различные взгляды на одинаковые или близкие по характеру геологические процессы и явления, на причины их происхождения и развития. Поэтому существует огромное многообразие гипотез, версий, взглядов на происхождение и формирование Земли и даже ее самой верхней части – литосферы.

История развития Понто-Каспийского бассейна в неогене тесно связана с заложением и формированием Карпатской складчатой системы. В олигоцене территория от современных Альп до Тянь-Шаня, включая Черное, Каспийское и Аральское моря, были акваторией огромного водного бассейна – Паратетиса [1]. В конце раннего миоцена в связи с воздыманием Карпат Паратетис разделился на Западный и Восточный Паратетис. Восточный Паратетис занимал акваторию от Восточных Карпат и Родопских гор (Болгария) на западе до Копет-Дага – на востоке. Западный Паратетис – от Карпат до Атлантического океана. Восточный Паратетис двумя заливами, Галицийско-Подольским и Дакийским, (предполагается) периодически (конец среднего – начало позднего миоцена, конец позднего миоцена – начало раннего плиоцена) соединялся с Западным Паратетисом. В конце позднего понт Западный Паратетис замкнулся, а Восточный Паратетис продолжал существовать до плейстоцена в виде Черноморского и Каспийского бассейнов, которые сообщались между собой через Кумо-Маньчский пролив. В позднем миоцене Восточный Паратетис распался на северное и южное моря, разделенные крупными островами (Добруджа, Крым, Кавказ) (Рис. 1, 2). Только в голоцене связь между Черным и Каспийским морем прекратилась. Особенности развития Западного и Восточного Паратетиса в неогене обусловили своеобразие характера осадконакопления и состава фауны в этих бассейнах.

Осадконакопление в Восточном Паратетисе в неогеновое время подвержено резким колебаниям в связи с тектонически активным режимом в области альпийской складчатости в Карпатском регионе. Разнообразие и изменчивость фаций в пространстве и времени создают трудности в разработке единой стратиграфической шкалы неогена. основополагающие работы по стратиграфии неогена Восточного Паратетиса принадлежат Барботу де Марни (1866), И.Ф.Синцову (1883) и Н.И.Андрусову (1891-1923). Опорные или стратотипические разрезы были ими изучены на побережье Кавказа, Крыма и в Северо-Западном Причерноморье. Н.И.Андрусов проследил последовательность формирования неогеновых отложений, что позволило ему составить впервые ярусную стратиграфическую схему неогена юго-запада Восточно-Европейской платформы с детальной литолого-фациальной и фаунистической характеристикой выделенных подразделений [1]. В последующие годы стратиграфия неогена дополнялась и уточнялась. Современное представление о распространении миоценовых отложений отражено на схеме (Рис. 3).

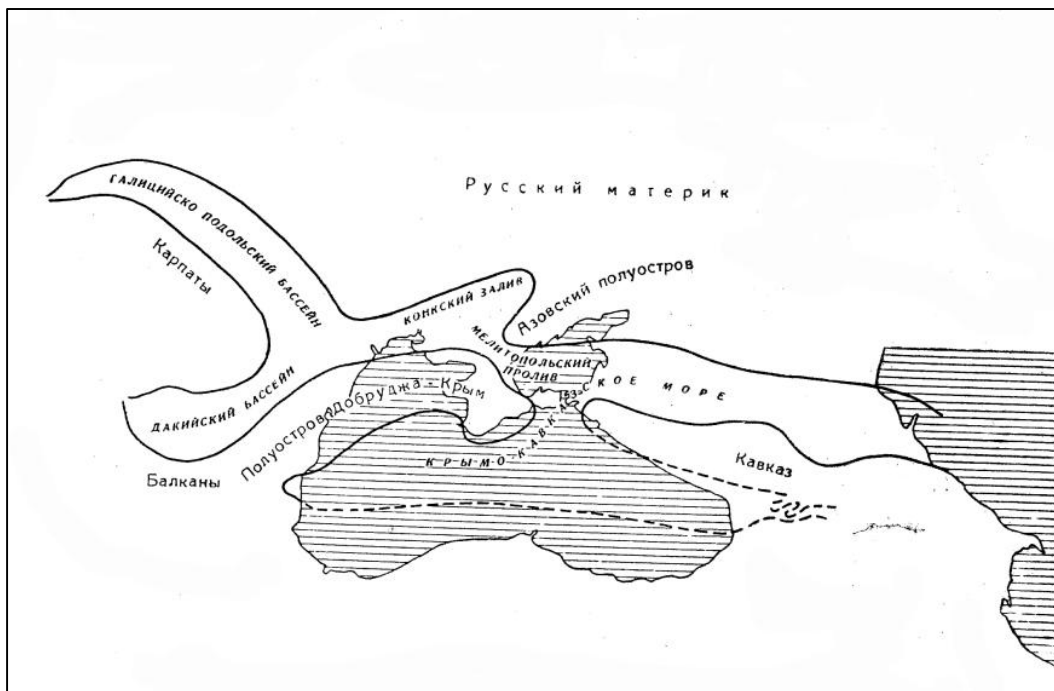


Рис. 1. Эвксиннская область во время отложения чокракских слоёв.

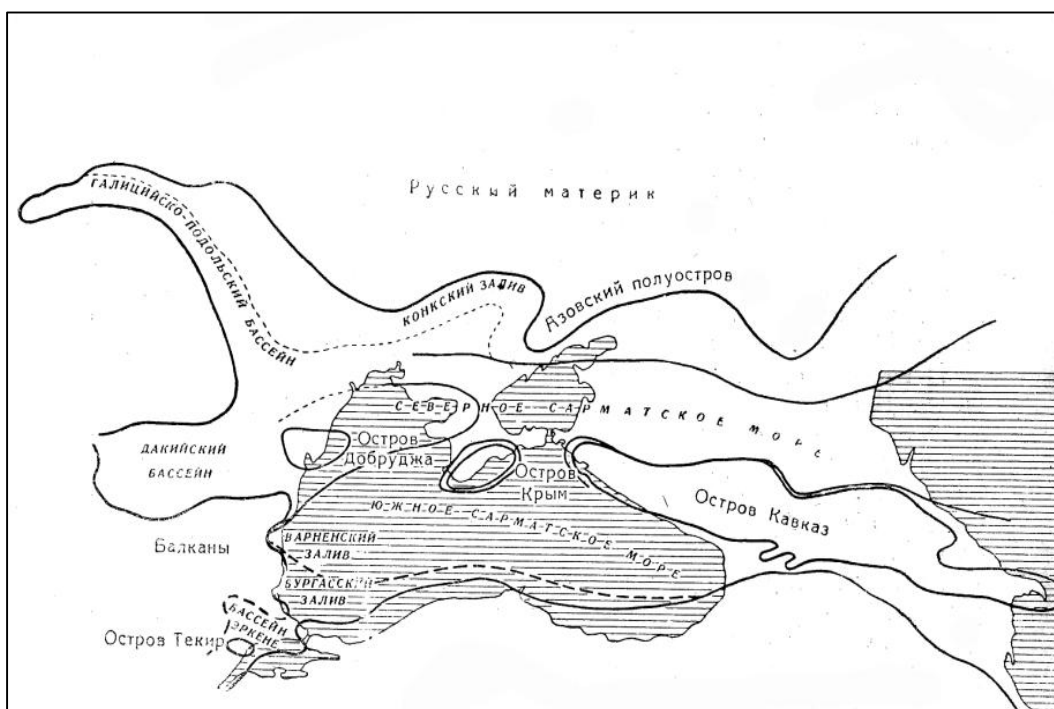


Рис. 2. Сарматское море (по Н.И. Андрусову, 1961).

Тонкой линией показаны берега спаниодонтового моря, пунктирной – вероятное направление береговой линии в Галицийско-Подольском бассейне в то же время.

Stratigraphic scheme of the Late Paleogene - Neogene Paratethys and mapped intervals

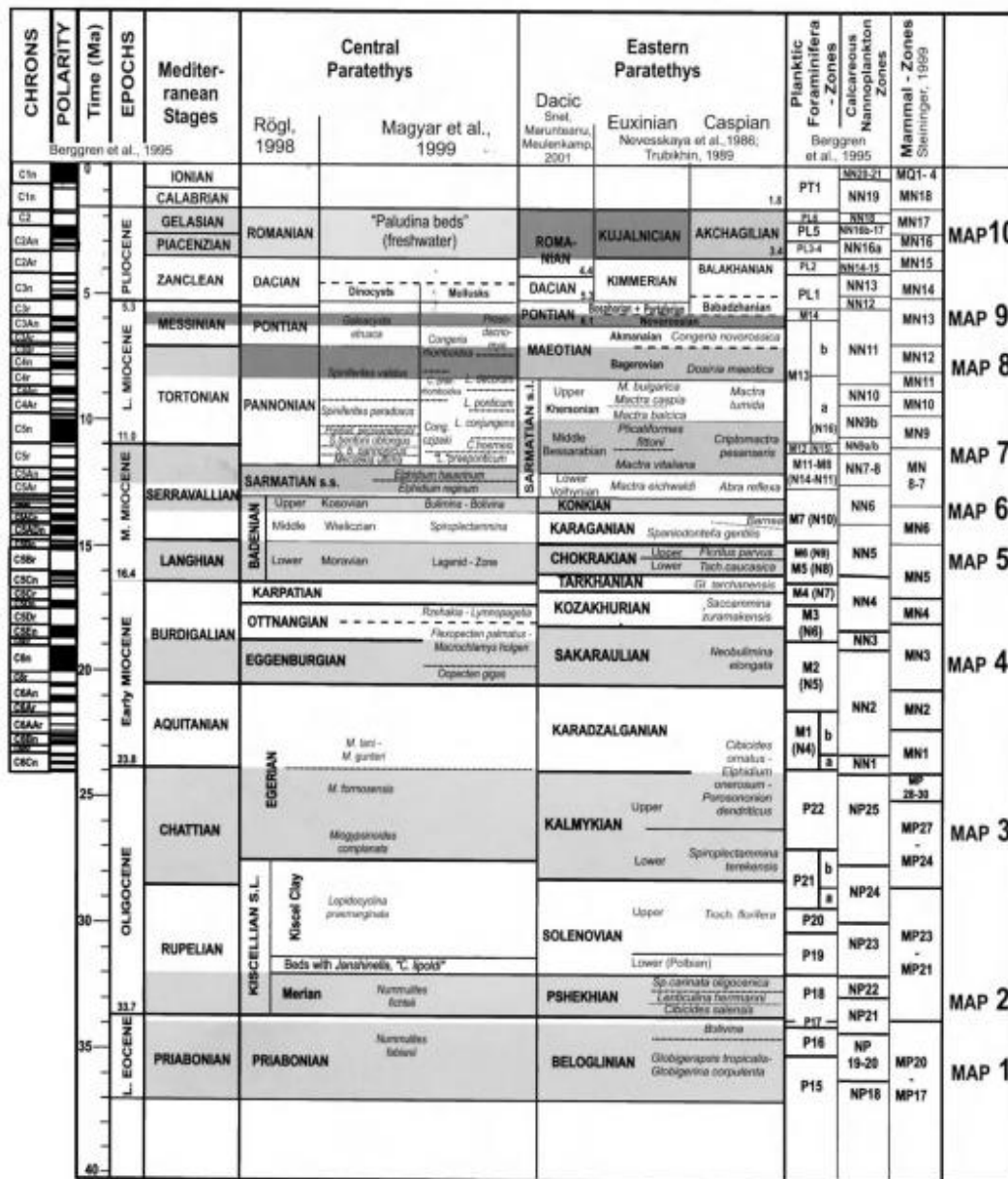


Fig. 3. Scheme of correlation of the Eastern Paratethys with the Western Paratethys and the Mediterranean. (Popov et al. 2004)

В 1970-х годах ярусы неогена Средиземноморья, считавшиеся классическими мировыми, были пересмотрены и подвергнуты ревизии Региональным Комитетом по стратиграфии средиземноморского неогена (РКССН) и в рамках Проекта № 25 Международной программы геологической корреляции (МПК). В результате этих работ в 1975 г. Конгрессом РКССН были приняты три региональные стратиграфические шкалы неогена: для Средиземноморского Тетиса, Западного и Восточного Паратетиса [9], которые отражают специфику геологического развития этих палеобиогеографических областей. Так как характерные разрезы ярусов среднего миоцена Восточного Паратетиса (чокракского, караганского, конкского) на территории ДПМ не обнаружены, то аналоги этих подразделений были выделены в баденский региоярус (ранее второй средиземноморский = тортонский ярус). Последний расчленен на моравский, величковский и косовский региоподъярусы в соответствии со стратиграфической схемой платформенного склона Предкарпатского прогиба. К сожалению, если в Стратиграфическом Кодексе [13] и Стратиграфическом Кодексе Украины [14] приведено сопоставление подразделений неогена Западной Европы и юго-запада ВЕП, то в Стратиграфическом Кодексе России [15] полностью заимствована западноевропейская номенклатура подразделений неогена, что еще больше осложняет корреляцию неогеновых отложений этого региона. В связи с требованиями Стратиграфических Кодексов [13-15] о выделении местных стратиграфических подразделений на литостратиграфической основе, стратиграфия неогена оказалась еще более запутанной.

Характер осадконакопления в тетической области в неогене является отражением цикличности трансгрессивно-регрессивных процессов, происходивших в это время. Но всегда ли мы верно оцениваем геологическую ситуацию на базе современных знаний? Всегда ли наличие или отсутствие тех или иных отложений является признаком трансгрессии или регрессии? Недостаточность геологических данных и (или) их ненадежность и, порой, их ошибочная интерпретация ведут к неправильному пониманию истории геологического развития территории. Так и в геологической истории баденского времени существуют некоторые эпизоды, которые не имеют однозначного определения.

На большей части ДПМ с конца позднего сеномана, а в южной части региона – с конца позднего эоцена до раннего бадена (соответственно более 70 и 20 млн. лет) существовала суша. Климат этого времени был тропический, субтропический влажный. В этих условиях при стабильном тектоническом режиме образуется кора выветривания латеритового типа, для которой характерно накопление гидроокислов Al, Fe, Ti. При положительном тектоническом режиме (поднятие территории) происходит размыв (денудация) верхней части осадочного чехла и других образований, их перенос и переотложение в морфологических и структурных депрессиях. За столь длительный период существования континентальных условий должна была бы образоваться довольно мощная латеритовая кора или накопиться мощная толща обломочного материала в понижениях или впадинах. Но, ни того, ни другого мы не наблюдаем. Если принять за кору выветривания скопления кремнистых желваков в трепелах верхнего сеномана, то четкой закономерности их распространения по разрезу не наблюдается. Местами нижние части разреза содержат значительно больше желваков, чем верхние. Следовательно, причины обогащения различных частей

разреза кремнистых известняков кремнями иные. Возможно, это – результат своего рода «метаморфизма» - перераспределения кремнезема в результате функционирования поровых растворов.

Таким образом, достоверно неизвестно, что происходило в течение длительного периода существования континентальных условий с конца сеномана (или с конца эоцена) до среднего миоцена на территории ДПМ. Геологическая история об этом времени не оставила достоверных следов.

После длительного перерыва в осадконакоплении в начале среднего миоцена (в раннебаденское время) происходит, как принято считать, трансгрессия моря, которая охватывает всю территорию ДПМ, за исключением крайнего северо-запада (р-н с.Крива) и юго-запада (южнее г.Кагул).

В результате трансгрессии сформировались отложения подольской свиты. Подольская свита выделена Р.Р.Выржиновским при детальной геологической съемке Подольского фосфоритового района как «подольский ярус» [3], к которому он отнес «глинистую песчанистую плотную породу, которой подчинены залегающие нередко в верхних горизонтах гончарные глины, кремнистые глины, каолиновый песчаник. Нередко в глинисто-песчанистой породе изобилует галька сеноманских кремней. Знак для Подольского яруса». Диагностическим признаком подольской свиты Р.Р.Выржиновский считал присутствие сеноманских кремней.

Дальнейшими исследованиями [5, 10] выявлено, что подольская свита сложена в основном двумя разновидностями пород. В Среднем Приднестровье она представлена буровато-серыми глинистыми «клейкими» песками, содержащими в основании прослой галечника. Пески по составу олигомиктовые, плохо отсортированные, с преобладанием средне-окатанных зерен кварца и в подчиненном количестве полевого шпата. Тяжелая фракция – метаморфогенные минералы УЩ; глинистая фракция – смесь каолинита, монтмориллонита и слюды. Выходы подольской свиты на земную поверхность наблюдаются в долине р.Днестр до с.Кот.

На большей части территории Молдовы подольская свита залегает ниже современного эрозионного вреза. Она вскрыта многочисленными скважинами. Представлена комковатыми карбонатными и бескарбонатными бентонитоподобными глинами серовато-зеленого цвета с маломощными прослоями песка. На левобережье р.Днестр подольская свита содержит маломощные (0,1 – 0,5 м) прослои известняков. Мощность свиты в Северо-Восточном Приднестровье до 16 м («клейкие» пески), на остальной территории, в среднем, 1-6 м. Подольская свита закартирована на всей территории ДПМ и вдоль юго-западного склона УЩ до с.Ярмолинцы (Украина). Несмотря на давность выделения подольской свиты, остаются, по крайней мере, четыре вопроса, на которые нет уверенного ответа:

- а) возраст свиты,*
- б) длительность ее формирования,*
- в) условия образования,*
- г) взаимосвязь с подстилающими и перекрывающими отложениями.*

*а) Подольская свита бедна органическими остатками. В глинах около с.Севериновка обнаружены обломки костей млекопитающих (Dicrocercus sp.), щитки черепах (Testudo sp.) и раковины пресноводных гастропод (Lymnea sp., Gyraulus sp.).*



В Центральной Молдове встречены проблематичные известковые трубочки (с. Охринча, скв. 4), раковины фораминифер *Strebilus beccarii* L. (с. Спея, скв. 10), *Elphidium* sp. (с. Гура-Быкулуй, скв. 8; с. Спея, скв. 10; с. Копанка, скв. 11; Кишинев, скв. 2), остракоды *Trachyloberis mehesi* (2 al.) (Кишинев, скв. 2), обломки игл морских ежей (с. Копанка, скв. 11).

На юге территории в песчано-глинистых породах подольской свиты встречены мелкие раковины фораминифер *Strebilus beccarii* L., *Elphidium* sp., *Uvigerina* sp., спикулы губок и обломки игл морских ежей (с. Каэт, скв. 185), раковины милиолин *Rurgo* sp. и оогонии харовых водорослей (с. Светлое, скв. 364) [5].

При проведении геологосъемочных работ масштаба 1: 200000 на левобережье р. Днестр [16] в керне скважин (скв. 224, Воронково; скв. 311, Попенки; скв. 316, Запорожец; скв. 320, Жура) в прослойках известняков среди бентонитоподобных глин были обнаружены раковины моллюсков широкого возрастного диапазона (средний миоцен) - *Anadara diluvii* (Lmk.), *Pelecypora* (C.) *islandicoides* (Lmk.), *Venus konkensis* var. *media* (Lask.), *Acantocardia praeechinatum* (Hilb.), *Oxistele orientalis* Cossm. et Peyr., *Turritella subangulata* (Broc.), *Hydrobia* sp.; средний миоцен – ныне – *Venus* (*Ventricoloidea*) *multilamella* (Lmk.), *Corbula gibba* Ol., *Phacoides columbella* (Lmk.), *Tellina plantata* L., *Dosinia* sp.; и только три формы отвечают нижнему бадению – *Miltha et incrassata* (Dub.), *Clithen pictus* (Fer.), *Cerithium* cf. *crenatum* Sacco.

В.В.Синегуб по остракодам и споропочкам харовых водорослей отнес глины подольской свиты к среднему миоцену, считая их фациальным аналогом пресноводных отложений чокрака Восточного Предкавказья [5].

В северо-западной части ДПМ (Крива – Дрепкауцы) под гипсами кривской свиты залегают сверху вниз: 1) песчаник кварц-полевошпатовый, известковистый с раковинами *Acanthocardium praeechinatum* Hill., *Ervilia pusilla* Phill., *Abra* cf. *Alba* Wood., *Pitar* cf. *islandicardis* Lak., *Cibicides lobatulus* (W. et G.), *Cassidulina* aff. *margareta* Karr., *Elphidium macellum* Fich. et Moll., *Elf. fichtellianum* Orb., *Gyroidina* sp. – 1,5 – 10 м; 2) глина зеленовато-серая до темно-зеленой с раковинами фораминифер *Epistomina elegans* (Orb.), *Cassidulina* cf. *crassa* (Orb.), *C. cf. globosa* (Hantk.), *Cibicides* cf. *lobatulus* (W. et J), *Dentalina* sp., *Lagena* sp., *Textularia* sp., *T. cf. recta* Ellschm., *Bullimina* sp., *Strebilus beccarii* (L.), *Elphidium lymorphina* sp., *Globigerina* ex gr. *bulloides* (Orb.), а также встречаются остракоды *Cytheridea mulleri* (Munster) и пластинки панцирей морских ежей – 1,5 – 2,7 м; 3) известняк литотамниевый светло-серый – 1,1 – 2 м. Эти отложения отнесены к богородчанскому горизонту (нижний баден) по схеме стратиграфии Запада Украины [5, 12]. Они сопоставляются некоторыми геологами с подольской свитой, хотя по литологии и составу фауны существенно отличаются.

Таким образом, органические остатки не дают возможность надежно определить возрастное положение подольской свиты в разрезе баденского региона. Поэтому в настоящее время существуют разные мнения о возрасте этих образований. Б.П.Жижченко (1940), Т.Ф.Евсеев (1949) относят подольскую свиту к нижнему миоцену. В.Г.Бондарчук (1947) и И.М.Сухов (1950) считают ее возраст не древнее второго средиземноморского яруса (средний миоцен). Этому же мнения придерживается А.Г.Эберзин. И.К.Королюк (1952), определяет ее возраст как верхнетортонский (верхнебаденский). А.Н.Янакевич (1977) и

В.Х.Рошка (1981) – как нижне-баденский. В.Я.Дидковский и др. (1982) относят подольскую свиту к нагорьянским слоям (гельвет) или моравию и величкую [4].

б) Остается открытым вопрос о временном интервале образования отложений подольской свиты. Как известно, бентонитовые глины образуются в результате гальмиролиза (подводного выветривания) вулканического стекла или пепла в условиях малых или нулевых скоростей осадконакопления [6].

Взрывы вулканов, как правило, сопровождаются выбросом огромных объемов пеплового материала, который осаждаются в депрессионных структурах. Достаточно вспомнить извержение вулкана Везувий в 79 г. Первый выброс образовал пепловый покров до 2,7 м. А общая мощность вулканического пепла, под которым были погребены города Помпеи и Геркуланум, более 10 м.

Мощность бентонитоподобных глин подольской свиты в среднем до 4-6 м. Был ли выброс вулканического пепла, который послужил материалом для образования глин подольской свиты кратковременным, одноразовым актом или пепел накапливался в течении длительного времени в результате многократных извержений, - вопрос не риторический. Аргументированный, обоснованный ответ позволяет определить скорость осадконакопления, процесса гальмиролиза и продолжительность послеподольского времени до позднебаденской трансгрессии.

Малая мощность подольской свиты может свидетельствовать о кратковременном процессе формирования глин. Присутствие в них маломощных (до 5-10 см) прослоев детритового ракушняка может быть показателем прерывистости этого процесса.

в) Существуют также различные взгляды на условия образования подольских глин. Р.Р.Выржиковский [3] рассматривал ее как образование коры выветривания по верхнесеноманским отложениям, акцентируя внимание на наличии сеноманских кремней в основании свиты. Такого же мнения придерживались В.М.Рыборак [11] и А.Д.Захаров [8], датируя возраст свиты  $K_2s_2 - N_1$ . А.Н.Янаневич [17] считал подольскую свиту образованием морского генезиса. А.Г.Эберзин предположительно относил породы подольской свиты к прибрежно-морским образованиям. В.Х.Рошка [10] выделял три фации подольской свиты: континентальную («клейкие» пески), прибрежно-морскую (глины с прослоями песков) и морскую (преимущественно глины, местами с маломощными прослоями песка и раковинного детрита – до 5-10 см). Малая мощность подольской свиты (4-6 м), относительно однородный состав, отсутствие следов ряби, волно-прибойных знаков морского характера позволяют предполагать, что она образовалась в спокойном мелководном бассейне типа лимана-озера.

После образования подольской свиты наступает перерыв продолжительностью в караганское время (около 1 млн. лет). На большей части территории ДПМ в это время существовала суша. И только в северо-западной ее части (Крива - Дрепкауцы) в лиманно-озерном или лагунном бассейне с повышенной соленостью происходит отложение гипсов кривской свиты. Эти гипсы представляют собой юго-восточный фланг обширной гипсовой полосы, которая протягивается от с.Нестеров северо-западнее г.Львова (Украина) до с.Дрепкауцы (Молдова) на расстояние около 800 км при ширине местами до 40 км. Залегают гипсы на породах разного возраста: от сеномана до чокрака

(кривчинские – барановские слои) [12]. Пространственно гипсовая полоса близка к положению Галицийско-Подольского залива Восточного Паратетиса.

Как известно, гипсы образуются в замкнутых или полужамкнутых водоемах в эвапоритовой обстановке в аридном (сухом жарком) климате. Садка солей происходит последовательно в зависимости от их способности к растворению: гипс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) – глауберит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ ) – мирабилит ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) – галит ( $\text{NaCl}$ ). Поскольку отложения кривской свиты и ее аналоги на Украине представлены однородной гипсовой толщей с подчиненным содержанием ангидрита, можно предполагать, что процесс садки был прерван в связи с изменением физико-географических условий. Если гипсы формировались в условиях жаркого сухого климата, то очевидно, что аналогичные условия существовали и на смежной территории ДПМ (территории распространения подольской свиты). Однако каких-либо следов аридности мы здесь не обнаруживаем.

Кривская свита не содержит органических остатков. Но северо-западнее с Крива (Хотин, Немиров, Тлумач – Украина) в прослоях глин, залегающих среди гипсов, обнаружена фауна верхнебаденского возраста *Chlamys elini* Zhizh, *Tapes gregarious* var *modesta* Dub., *T. vindobonensis* May., *Globigerina bulloides* Orb., *Bulimina elongata* Orb. и др. Местами (Хотин, Немиров, Тлумач – Украина) в ратынских известняках, которые подстилают и перекрывают верхнюю часть гипсовой толщи, спорадически встречаются обломки раковин моллюсков *Chlamys elini* Zhizh., *Chl. neumayri* Hilb., *Tapes vindobonensis* May., *Ervilia pusilla* Phill., *Gafrarium minima* (Mont.) [4, 12].

Таким образом, надежно не определен возраст гипсовой толщи и ее корреляция с подольской свитой.

В начале позднебаденского времени в связи с продолжающимися горообразовательными процессами в Карпатах, происходит «вялая» трансгрессия. Море из предкарпатской области вытесняется к востоку. Морской бассейн узкой полосой распространяется вдоль современного Припрутья, вклиниваясь на восток в виде заливов по направлению Унгены – Каменка и Леово – Белгород-Днестровский (Рис. 4). Позднебаденское море представляло собой мелководный замкнутый или полужамкнутый бассейн типа лимана-озера, в котором отлагались мелководные, прибрежно-морские, озерно-лиманские и озерно-болотные отложения.

На северо-западе территории (Крива-Дрепкауцы) верхнебаденские отложения представлены ширеуцкой свитой (пачка зеленовато-серых с ярким голубым оттенком глин (6 м) и серовато-голубых глин (6,5 м), содержащих прослойки вулканических туфов). Местами по слоистости глины ожелезнены, красно-бурого цвета. Глины бедны органическими остатками. Встречаются только скелетные фрагменты известковистых водорослей рода *Lithotamnion*, датируемые верхним бадением (опр. В.Х.Рощка). М.И.Жеру [7] считает глины вулканогенными образованиями по присутствию обломков неразложившегося вулканического стекла и зерен полевого шпата и кварца. Серовато-голубая окраска глин свидетельствует об их формировании в восстановительных условиях. Красно-бурая пятнистая (местами) и полосчатая (по слоистости) окраска указывает на колебания уровня воды в бассейне, вплоть до его осушения.

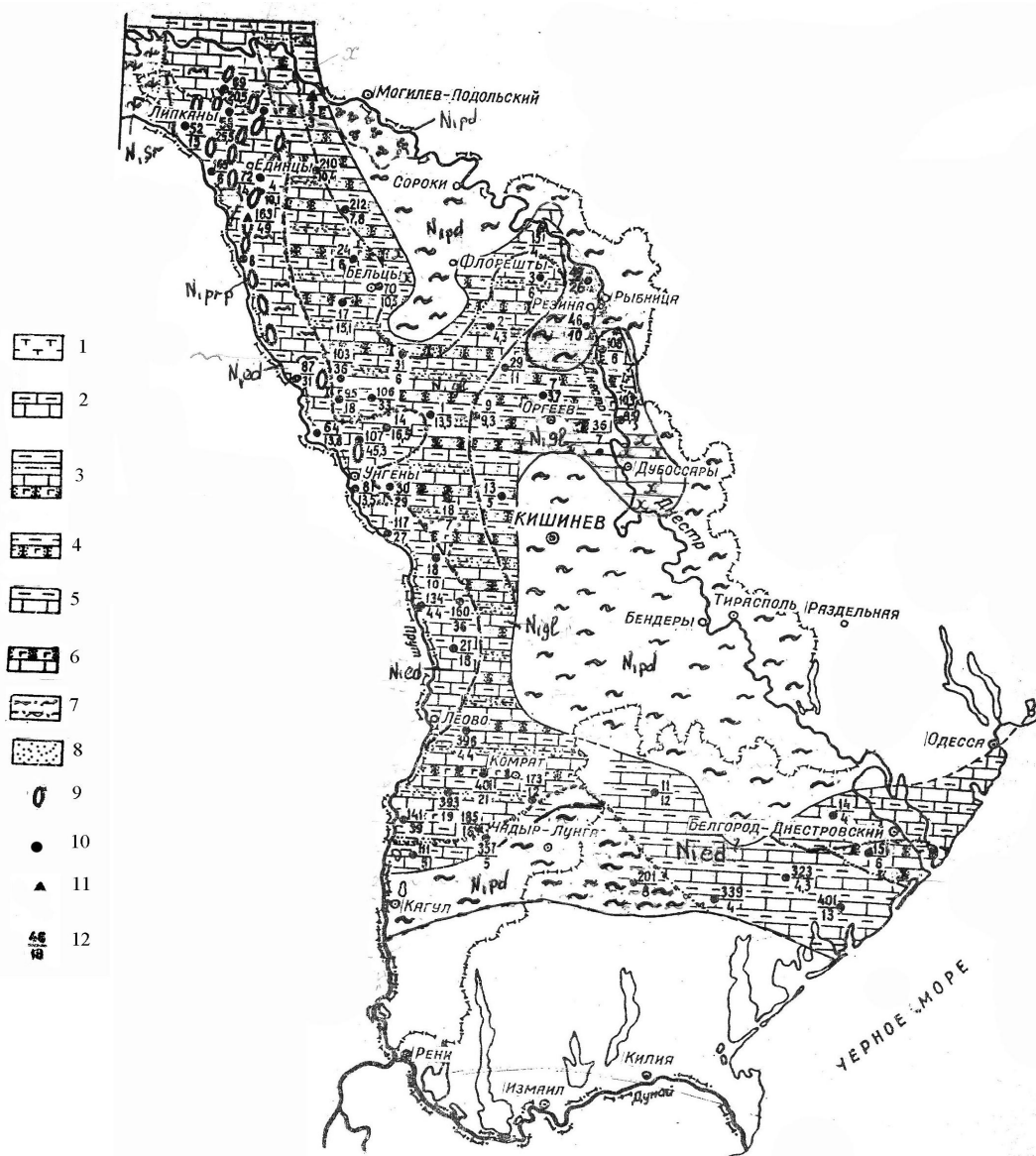


Рис. 4. Схема распространения баденских отложений на территории Молдовы и смежных районов Украины (по В.Х.Рошка, 1969; А.Н. Янакевич, 1977)

- 1 – глины карбонатные зеленовато-серые с голубоватым оттенком;
- 2 – чередование глинистых известняков и детритовых известняков;
- 3 – чередование известняков, глин, песчаников и песков;
- 4 – глины, карбонатные песчаники; 5 – переслаивание глины и известняков;
- 6 – песчаники известковистые, известняки; 7 – глины бентонитоподобные, песчанистые;
- 8 – пески клейкие; 9 – биогермные известняки, припрутского биогерма;
- 10 – скважины;
- 11 – обнажения;
- 12 – В числителе номер точки наблюдения, в знаменателе мощность отложений, м.

На большей части акватории позднебаденского бассейна отлагались карбонатно-терригенные осадки мелководной и прибрежно-морской фации, выделенные в единецкую свиту [2]. Они представлены глинистыми известняками и известковистыми песчаниками с прослоями глин и песков мощностью от 50 м до 5 м, которая постепенно уменьшается с запада на восток в сторону УЩ. В северо-восточном Приднестровье единецкая свита сложена пачкой (до 5 м) кварцевых мелко-среднезернистых песков, местами слабо сцементированных, содержащих богатую фауну гастропод, двустворчатых моллюсков и фораминифер. Залегание пород прерывистое. Наиболее полные разрезы изучены в обнажениях у сел Кодрянка, Наславча, Бурсук. Детально фаунистически характеризованы разрезы у с. Наславча (Ласкарев, 1896) и у с. Бурсук (Рошка, 1969).

В Восточном Приднестровье (Рыбница – Дубоссары) верхнебаденские отложения представлены песками и песчаниками с прослоями глин с *Chlamys malvinae* (Dub.), редко с прослоями известняков (главанская свита) [2]. В районе г. Дубоссары в свите выделены две пачки: нижняя – известняки, пески и песчаники (до 4 м) и верхняя – глины травяно-зеленого и голубовато-зеленого цвета неравномерно карбонатизированные (до 5 м). В нижней пачке В.Х.Рошка определены следующие виды моллюсков: *Dentalium badensis* Partch., *Cerithium crenatum procrenatum* Sacco, *C. aff.europaeum* May, *C.sp.*, *Loripes aff. clujardini* Desh., *L.nevis* Eichw., *Clithon pichus* Fer., *Turritella aff.bicarinata* Eichw., *T.sp.*, *Ervilia pusilla* Shil., *Acteocina sp.*, *Mohrensternia sp.*, *Phacoides aff.columbella* Lmk., *Corbula sp.*, *Sandbergeriana sp.*, а также раковины фораминифер *Borelis melo* Ficht.et Moll. и трубочки *Serpulidae*. В верхней части им же определены *Cerithium aff.crenatum* Sacco, *Turritella subangulata* Eichw., *Ostrea sp.*, *Ervilia sp.*

В конце позднего бадена – начале раннего сармата в связи с продолжающимися горообразовательными движениями в Карпатах в мелководной зоне шельфа позднебаденского и раннесарматского моря развиваются органогенные постройки, которые сформировали Припрутский барьерный риф. Он протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточного борта Галицийско-Подольского залива от дер.Подкамня близ г.Броды (Украина) до устья р.Чучуля (Молдова) и далее погружается под осадочный чехол в Румынии (с.Стефанешты). Длина его обнаженной части около 250 км, ширина – до 40-80 км.

В раннем сармате происходит новая трансгрессия, которая охватывает постепенно всю территорию ДПМ за исключением крайней юго-западной части (южнее г.Кагул).

Таким образом, при анализе хода истории геологического развития ДПМ необходимо констатировать, что некоторые эпизоды баденского века не дают законченного представления о регрессивно-трансгрессивной цикличности геологических этапов.

1. Не ясны палеогеографические условия в интервале времени от позднего сеномана до раннего бадена.
2. Нет однозначного представления о возрасте подольской свиты, длительности и условиях ее образования.
3. Надежно не определены взаимоотношения подольской свиты с богородчанской и кривской свитами.

4. Каковы были палеогеографические условия в караганское время?
5. Происходили ли регрессивно-трансгрессивные процессы в бадении в классическом их выражении, т.е. происходила ли смена суши морем и моря суши?

Объяснить некоторые неувязки возможно, если предположить, что формирование различных отложений происходило в едином водном бассейне одновременно или в геологически коротком интервале времени, но в разных структурно-фациальных условиях. Современным примером этому может служить Каспийское море, в котором наряду с глубоководными существуют прибрежно-морские (Прикаспийская впадина), лиманные и лагунные (залив Кара-Богаз-Гол) фации.

Палеогеографические условия баденского времени можно охарактеризовать следующим образом.

В связи с горообразовательными процессами в Карпатах (савская фаза складчатости) морской бассейн из Предкарпатья «вяло» перемещается к востоку. На территории ДПМ образуется мелководье типа лиман-озеро или залив-озеро, в котором отлагались продукты вулканической деятельности, происходящей в Карпатах (вулканические туфы и пеплы), преобразованные в раннем-среднем бадене в бентонитоподобные глины подольской свиты.

В это же время в северо-западной части ДПМ (Крива – Дрепкауцы) существовала лагуна или полузамкнутый залив, в котором в раннем бадене отлагались известковистые песчаники и зеленовато-серые глины, а позже (конец раннего – начало позднего бадена) в эвапоритовых условиях формировались гипсы и ангидриты тирасского горизонта или кривской свиты (по остаткам позднебаденской фауны в прослоях глин среди гипсов, вероятно, гипсообразование продолжалось и в позднем бадене). О синхронности подольской свиты и гипсов высказывался еще И.М.Сухов (1976).

Дальнейшее воздымание Карпат (штирийская фаза складчатости) активизировало продвижение морского бассейна из Предкарпатья на восток (по принципу волны-синусоиды), который узкой полосой распространился вдоль современного Припрутья, вдаваясь на северо-восток (Унгены – Рыбница) и на юго-восток (Леово – Белгород-Днестровский) в виде заливов. На остальной части ДПМ продолжало существовать мелководье – лиман-озеро. В северо-западной ДПМ (Крива – Дрепкауцы) сохранялся, вероятно, замкнутый водоем, в котором в условиях застойных вод сформировались зеленовато-серые с голубоватым оттенком глины ширеуцкой свиты.

Таким образом, допускаем, как одну из версий, что в баденское время водный бассейн существовал на всей территории ДПМ в разнофациальных условиях. В связи с горообразовательными процессами в Карпатах уровень водной поверхности вовлекался в малоамплитудные колебания. На положение уровня оказывали влияние также изменения климатических условий. Но трансгрессивно-регрессивные процессы в классической форме (смена суши морем, моря – суши) в баденское время не имели место. Этот вывод подтверждается отсутствием характерных признаков перерывов между отложениями бадения: базальных слоев, кор выветривания, следов размывов, широким возрастным диапазоном фауны. Корреляция отложений бадения отображена на рис. 5.

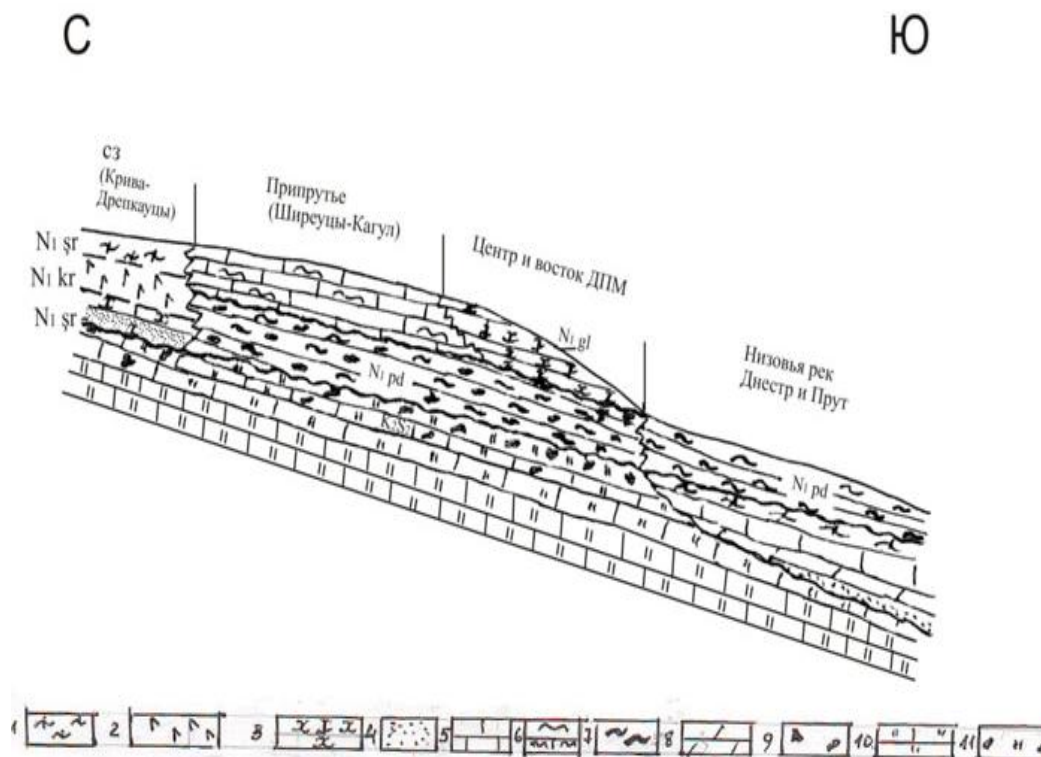


Рис. 5. Схема корреляции песчано-глинистых и карбонатных литофаций баденского времени.

1 – глины карбонатные, 2 – гипс, 3 – песчаники, 4 – пески, 5 – известняки обломочные, 6 – известняки литотамниевые, 7 – глины бентонитоподобные, 8 – мергель, 9 – кремни, 10 – известняки кремниевые, 11 – кремниво-трепеловые образования.

### Литература

1. Андрусов Н.И. Избранные труды. Москва, 1961. 712 с.
2. Блюк И.В. Отчет. Литолого-фациальный анализ неогеновых отложений. Кишинев, 1990 г. AGRM.
3. Выржиковский Р.Р. Заметки о подольском ярусе Приднестровского неогена. Изв. Геол. Ком., Т. 48. 1929.
4. Геология СССР. Т. V, ч. I. Украинская ССР, Молдавская ССР. Москва, 1958. С. 733-734.
5. Геология СССР. Т. XLV. Молдавская ССР. Москва, «Недра», 1969. 420 с.
6. Геологический словарь. Москва, Т. 2. 1978. С. 12.
7. Жеру М.И. Глинистые образования Молдавии. Кишинев, «Штиинца», 1977. С. 166-184.
8. Захаров А.Д., Хиора Г.Н., Федоренко Т.И. и др. Отчет. Геологическое строение и полезные ископаемые Резинского горнопромышленного района. Дубоссары, 1987. AGRM.
9. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса. Советская геология, № 9, 1984. С. 37-49.

- 10.Рошка В.Х., Саянов В.С. Позднетортонское время. В кн. «Палеогеография Молдавии», Издательство «Карта Молдовеняскэ». 1965.
- 11.Рыборак В.М., Шокурова В.П., Катков А.Р. и др. Отчет. Геологическое строение и полезные ископаемые Среднего Приднестровья. Кишинев, 1992 г. AGRM.
- 12.Стратиграфия УССР. Т. X. Неоген. Киев, «Наукова думка». 1975. 270 с. (укр.).
- 13.Стратиграфический Кодекс России. Санкт-Петербург. 1992. 118 с.
- 14.Стратиграфический кодекс Украины (укр.). Киев, 1997, 39 с.
- 15.Стратиграфический Кодекс России. Санкт-Петербург, 2006. 96 с.
- 16.Хиора Е.Н. (отв.исп.). Отчет. Геологическое строение и полезные ископаемые ПМР. Дубоссары, 2002 г.
- 17.Янакевич А.Н. Среднемиоценовые рифы Молдавии. Кишинев, «Штиинца», 1977, 116 с.

*Primit la redacție – 18 iulie 2012*



CZU: 551.35.06

Bliuc I. \*, Malai I. \*

## Contribuții la studiul recifelor (biohermelor) Badeniene și Volâniene din bazinul r. Prut.

### Abstract

*Given paper reflected some dates about bioherms of Badenian and Volhinian age distributed in the Prut river valley.*

### Rezumat

*Prezentul articol reflectă unele date privind biogermii Badeniene și Volâniene, răspândite în bazinul r. Prut.*

### Резюме

*В представленной статье приводятся некоторые данные относительно баденских и волыньских биогермов, распространенных в бассейне р. Прут.*

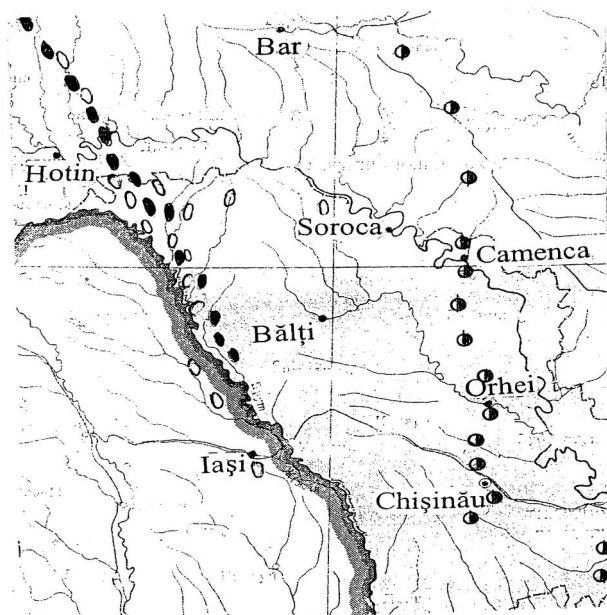


Fig.1. Schema răspândirii recifelor:

- Basarabiene
- Badeniene
- Voliniene

Pe teritoriul Moldovei (de pe malurile stâng și drept a râului Prut, de asemenea și a Ucrainei de Sud – Vest), sunt răspândite recife (bioherme) Badeniene, Voliniene și Basarabiene (fig. 1). Majoritatea lor aflorază pe versanții râurilor în partea de Nord și de Centru a Republicii Moldova, de asemenea și pe malul drept al râului Prut (lângă satul Ștefănești) în rest sunt cunoscute din carotele forajelor.

Recifele, de obicei se localizează pe un relief maritim mai ridicat în raport cu relieful din preajma lor, care poate prezenta o structură tectonică (un bloc mai ridicat), o structura de acumulare a depozitelor de sub recife ori o sculptură de eroziune mai înaltă.

Depozitele recifale din Republica Moldova din punct de vedere faunistic și litologic sunt

\* Universitatea de Stat din Tiraspol, Catedra de Geografie Generală.

studiate suficient. În ce privește geneza formei de relief maritim, unde s-au localizat recifele (biohermele) diferă de la un autor la altul. Astfel, A. V. Drumea (1958) susținea că fâșiile recifale s-au localizat pe marginea externă a depresiunii Predcarpatice, care a migrat treptat spre Est și unde se creau condiții optime ele se dezvoltau. Materialele geologice nu confirmă localizarea aici a depresiunii sus numită. La general toate depozitele sedimentare, incluzive și relieful fundamentului cristalin de pe Placa Moldovenească, formează un monoclinal înclinat spre Sud și Sud – Vest, unde depozitele mai timpurii au o înclinare mai mare iar cele mai târzii – mai mică.

De asemenea, afirmarea lui A. V. Drumea (1958, p. 50) că pe hărțile structurale a reliefului depozitelor Cretacicului superior și Sarmațianului inferior nu se conturează structuri sau sculpturi pozitive, nu o confirmă materialele geologice de pe acest teritoriu, care va fi arătat mai jos.

Majoritatea autorilor, care au studiat într-o măsură oarecare recifele sus numite, susțin că relieful maritim pozitiv unde s-au localizat ultimele, reprezintă blocuri tectonice mai ridicate.

Astfel, V. H. Roșca (1968) arată că în partea de Nord – Vest a Republicii Moldova recifele (biohermele) Badeniene și Voliniene s-au localizat pe un bloc mai ridicat, datorită faliei de lângă Lipcani.

A. N. Ianachevici (1977) după analiza facieselor depozitelor a bazinului din miocenul mediu (Badeniene și Voliniene) afirmă că fîșia recifală s-a răspândit la limita dintre depunerile de o adâncime mai mare (argilo-carbonatice) și mai mică (nisip calcaros).

I. C. Coroliuc (1952) constată că localizarea recifelor algale (litotamni) a fost modelată de relieful maritim a Badenianului superior, care s-au dezvoltat pe un relief maritim mai ridicat în formă de creastă sau de val, geneza cărora nu se precizează. După I. C. Coroliuc biohermele algale Badeniene s-au format în timpul transgresiunii majore, când în bazinul acvatic acumularea materialului clastic era minimală, pe când biohermele Voliniene cu *Serpula* – la începutul regresiei, când în bazin predomina acumularea materialului clastic (p. 114).

Pe malul drept al Prutului, L. Ionisei (1994) arată că „Formarea biohermelor Bugloviene sugerează existența unui prag înălțat, cu ape puțin adânci, care este moștenit din Badenian (p. 37)”.

De asemenea, M. Brânzilă (1999), studiind depozitele biohermelor Bugloviene, consideră ca în apropierea unui uscat s-a conturat un litofacies recifal – calcaros cu construcții biohermice cu *Serpula* (p. 146).

Materialele geologice din partea de Nord – Vest a Republicii Moldova și a Ucrainei de Sud – Vest denotă că recifele Badeniene s-au localizat pe relieful erodat a Cretacicului superior. Eroziunea ultimului nu a fost uniformă. Mai la Vest de fîșia recifelor a fost totală sau parțială, unde grosimea depozitelor Cenomaniene este de 0 și 2-3 m. (fig. 3). La Est, pe fîșia răspândirii recifelor Badeniene, eroziunea este minimală și grosimea lor constituie 80 – 90 m. (fig. 2).

Astfel, eroziunea rocilor Cretacice și plus o adâncire a bazinului acvatic a contribuit la formarea unui monoclinal înclinat spre Vest, unde s-au acumulat depozite Badeniene cu o grosime de 450-500 m.

După L. Ionisei (1994, p.32) se pot separa 3 unități litologice, ce reflectă evoluția sedimentării (de jos în sus și de la Vest spre Est, fig.2).

- I. Formațiunea detritică sau infraanhidritică (100-130 m).
- II. Formațiunea evaporitică cu gipsuri și anhidride (60-80 m).
- III. Formațiunea argilo-marnoasă-supraanhidritică (200-250 m).

Lângă fișia recifelor (la Vest) s-au acumulat argile cu gips, iar la Est - marne și calcare cu litotamnii (fig.2). Deci, recifele Badeniene s-au localizat pe o sculptură de eroziune a depozitelor Cretacice (Bliuc, 1998, p.14), mai puțin erodate.

În continuare, după unele schimbări litologice (Coroliuc 1952, p.114) pe biohermele Badeniene și în afara lor s-au dezvoltat bioherme Buglovene și Voliniene cu Serpule și moluște, cu o grosime de 40-50 m.

Astfel, recifele Badeniene și Voliniene s-au localizat pe o sculptură de eroziune a depozitelor Cenomaniene, unde ultimele au fost mai puțin erodate (fig.3).

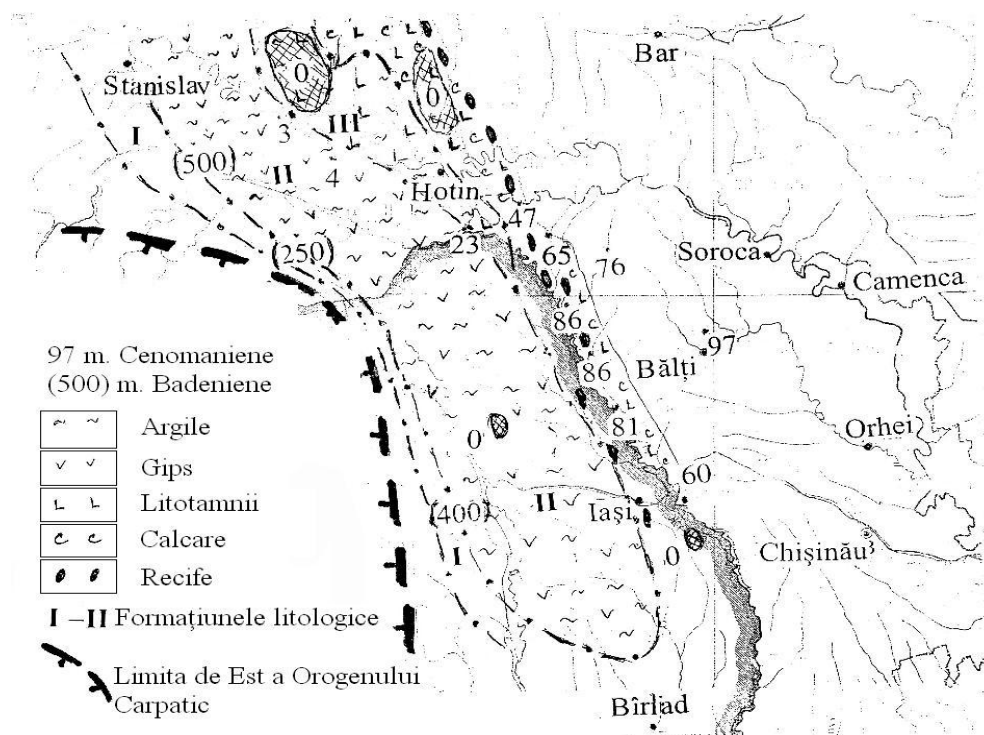


Fig.2. Grosimea depozitelor.

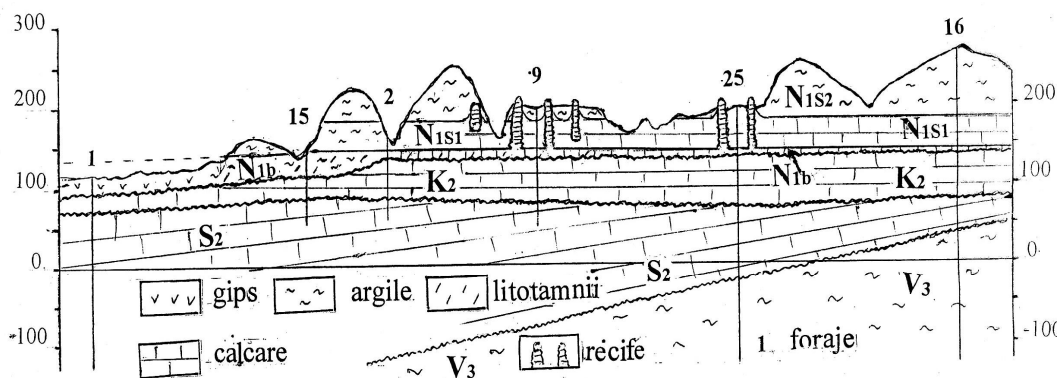


Fig.3. Secțiunea geologică pe linia Criva-Cepeleuți.

### **Bibliografie**

1. Bliuc I. “Contribuții la studiul depozitelor Cenomaniene din Republica Moldova” Lucrările Simpozionului “Dezvoltarea geografiei în Republica Moldova”, Facultatea de Geografie la 60 de ani. Chișinău, 1998, p.14.
2. Brânzilă M. “Geologia părții sudice a Câmpiei Moldovei”. Corson, Iași, 1999.
3. Друмя А. В. “Геологическая структура центральной и южной Бессарабии” изд. АНУкр.ССР, Киев, 1958, 58 с.
4. Ionesi L. “Geologia unităților de platformă și a orogenului Nord-Dobrogean”. Ed. Tehnică, București, 1994, 280 p.
5. Королюк И. К. “Подольские толтры и условия их образования” Тр. Института геол. Наук АН СССР, вып. 110, сер. геол., N.56, М. 1952.
6. Молявко Г. И., Сорочан О. А., 1960 “Тортонский вис (конкский час)” Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской РСР. Вид. АН. Укр. РСР, Киев, с. 62.
7. Рошка Я. Х. Миоцен. Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Рио, Кишинёв, 1968, с. 108-128.
8. Янакевич А. Н. “Среднемиоценовые рифты Молдавии ” Штиинца, Кишинёв, 1977, с. 85.

*Primit la redacție 19 iunie 2012*

CZU 550.343

Vasilachi A. \*

## Tendențe moderne în evaluarea riscului seismic

### Abstract

*Paper represents an overview of literature in the field of seismic risk. There is a range of works, dedicated to the issue of seismic risk, in some countries the problem is already treated at the level of laws and special regulations. The paper refers mainly to the description of existing methods for estimating the vulnerability of different types of construction, the advantages and disadvantages of each method are also analyzed.*

### Rezumat

*Articolul reprezintă o sinteză a literaturii din domeniul riscului seismic. Există o gamă largă de lucrări, dedicate problemei riscului seismic; în unele state problema în cauză este deja tratată la nivel de legi și acte normative obligatorii. Lucrarea se referă în special la descrierea metodelor existente de estimare a vulnerabilității diferitor tipuri de construcții; de asemenea, sunt analizate avantajele și neajunsurile fiecărei metode.*

Problema riscului seismic este abordată de o serie de autori din diferite țări, cum ar fi: Wai-Fah Chen [49], Charles Scawthorn [49] (SUA), Mustafa Erdik [47], (Turcia), Hirokazu Iemura[45], (Japonia), Dan Lungu[46], Dubina D [34] (Romania), Berjinschi L [3], Aizenberg E. [2] (Rusia), Nemcinov Iu. [9] Egupov C. [6] (Ucraina), Alcaz V. (R.Moldova) [13], și alții. În mare parte literatura din domeniul dat se referă la descrierea metodelor de estimare a vulnerabilității diferitor tipuri de construcții ținând cont de specificul condițiilor geofizice ale zonelor în care ele sunt amplasate.

O primă clasificare a metodelor de evaluare a riscului seismic este adusă în lucrarea [3], și anume:

- 1) metode bazate pe concluziile experților;
- 2) metode bazate pe calcule analitice;
- 3) metode bazate pe investigații tehnice. Mai jos sunt descrise succint câteva din ele.

### 1. Metode bazate pe opiniile experților

Metoda elaborată în Rusia, intitulată „Методические рекомендации по инженерному анализу последствий землетрясения” [3], are la bază investigarea clădirilor după producerea unui seism. Totodată, în lucrare se expun și procedee de evaluare a caracteristicilor dinamice ale clădirilor, cât și determinarea caracteristicilor de rezistență a structurilor portante. Clasificarea deteriorărilor în construcții este efectuată în raport cu scara de intensitate MSK64, fiind descrise diferite scheme constructive, gradul de deteriorare a acestora pe o scară de la 0 la 5, fisurile din elementele portante.

---

\* Universitatea Tehnică a Moldovei

O altă metodă din această clasă, de asemenea elaborată în Rusia [3], este metodă bazată pe completarea unei anchete în care inginerul – investigator trebuie să răspundă la 10-14 întrebări, ce țin de corespunderea edificiului concret normelor de construcție antiseismică. Menționăm, că metoda este una imperfectă, deoarece nu toți factorii analizați au aceeași pondere la determinarea rezistenței seismice; doar 4-5 sun decisivi, dar care pot compromite rezultatul final.

Al treilea exemplu de metodă, bazată pe opiniile experților este descrisă în sursa [3], Georgia. Metoda fiind analogică cu cea precedentă, are la bază investigarea soluțiilor expuse în proiect și compararea acestora cu normele în vigoare de către experți calificați. Rezistența seismică a clădirii este definită ca fiind gradul de abatere a construcției de la normativele privind construcții antiseismice. Întreg principiu este bazat pe calculul conform formulei:

$$K_{sr} = \frac{\sum_i q_i b_i}{\sum_i q_i},$$

unde:

$K_{sr}$  – este coeficientul seismorezistenței relative, exprimat în fracțiuni de unitate,  $i$  – sunt factorii ce necesită a fi luați în calcul și care sunt stipulați de normativele în vigoare.

La calculul fiecărui factor  $i$  se atribuie doi parametri:  $q_i$ , care determină gradul de importanță al factorului, exprimat în fracțiuni de unitate, și  $b_i$ , parametrul, ce descrie gradul de abatere a factorului  $i$  de la normele în vigoare, de asemenea măsurat în fracțiuni de unitate. Valorile ambilor parametri se determină cu ajutorul opiniilor experților.

Neajunsul de rezistență seismică este calculate conform unei formule tip polinom de gradul trei, și anume  $NRS = 4.095(1 - K_{sr}) - 8.761(1 - K_{sr})^2 + 9.142(1 - K_{sr})^3$ , în care  $NRS$  reprezintă neajunsul de rezistență seismică. De menționat, că această relație este valabilă pentru valorile  $K_{sr} \geq 0.125$ , pentru valorile  $K_{sr}$ : 1, 0.5, 0.25, 0.125 se obțin valori ale lui  $NSR$ : 0, 1, 2, 3. Șirul valorilor lui  $K_{sr}$  este construit pe principiul dublării încărcăturii seismice, principiu care este stipulat în SNiP II-7-81 [12], și principiul dublării accelerațiilor de calcul după scara de intensități MSK-64.

Neajunsul metodei date constă în faptul, că rămâne necunoscut gradul de corelare dintre opiniile primare ale experților și valorile statistice ale lui  $NRS$ , deoarece metoda dată nu prevede utilizarea principiilor statistice. Valorile obținute ale lui  $NRS$  se recomandă să fie calculate cu o exactitate de până la 0.25 din grad, cu toate că exactitatea general valabilă pentru gradul de aprecieri macroseismice, conform lui N. Șebalin [3], (1975), este de 0.5 grade.

Repartizarea factorilor dați în factori generali caracteristici pentru toate tipurile de construcții și factori diferențiali, ce țin de tipul schemei constructive (schelet, panouri mari, zidărie portantă) sunt acceptați în mare măsură după pricipii formale, ci nu unele bine argumentate. Conform lucrării lui Țepiniuc (1988) [3], rezistența seismică a clădirilor și edificiilor este condiționată de doi factori vitali:

- 1) capacitatea schemei constructive de a opune rezistență la acțiunile seismice;
- 2) măsurile antiseismice ,ce sunt luate la faza de proiectare.

## 2. Metode bazate pe calcule analitice

Una din metode din această grupă este metoda [3], Kazahstan. Conform acestei metodologii toate construcțiile sunt clasificate în raport cu rezistența seismică în 13 categorii: prima categorie fiind clădirile din beton armat contemporane, și a treisprezecea fiind clădiri executate din saman, lut cu nuiile. Evaluarea riscului seismic pentru întreg masivul construit se realizează în trei etape, care includ în sine și trei forme distincte: 1) examinarea primară; 2) examinări locale ale structurii de rezistență; 3) examinarea detaliată. Etapele sunt detaliat expuse în lucrarea «Методическое пособие по паспортизации зданий и сооружений существующей застройки г.Алма-Ата и других населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах Казахской ССР. Алма-Ата, 1989.» [3]. Prima etapă, cea de examinare primară, este efectuată la toate inspectările clădirilor și edificiilor și se realizează prin studiul documentației tehnice de execuție și a unei inspectări vizuale ale clădirii, după care se dă o apreciere tehnică, aproximativă, a stării structurii de rezistență și seismicității terenului de fundare. În baza rezultatelor obținute la această etapă se stabilește categoria de rezistență seismică a clădirii (din cele 13) și se constată necesitatea executării următoarelor două etape. La etapa a doua sunt supuse clădirile ce sunt atașate categoriilor 1-4 și 7. Se examinează elementele structurii de rezistență, potențial periculoase din punct de vedere seismic, îmbinarea acestora și nodurile clădirii. La etapa a treia de inspectare, examinările detaliate sunt supuse clădirile din categoriile 4-6 și 8-10. În rezultatul examinării sunt sistematizate defectele și deteriorările elementelor portante și a nodurilor de îmbinare a elementelor date, cu ajutorul încercărilor de laborator se determină caracteristicile fizico-mecanice ale materialelor din care este executată clădirea. Se determină, de asemenea, caracteristicile dinamice ale structurii. În baza acestor rezultate se execută aprecierea calitativă și analitică a rezistenței seismice a structurii în raport de corespundere a acestora cerințelor și calculelor conform normelor de construcții antiseismice. Aprecierea calitativă a riscului seismic se realizează prin concretizarea corespunderii clădirii cerințelor constructive stipulate în normele de construcții antiseismice, se dă o apreciere finală a stării structurii de rezistență, și, în caz de necesar, se realizează calculul analitic pentru a aprecia gradul de rezistență antiseismică. În unele cazuri deosebite, aprecierea analitică este anticipată de încercările dinamice ale structurii prin metoda vibrațiilor. Aprecierea analitică se reduce la calculele de reverificare a capacității antiseismice a elementelor portante și elementelor secundare.

La aprecierea gradului de rezistență seismică aplică coeficientul  $K_s$ , calculat conform formulei  $K_s = \Phi / P_s$ , în care  $\Phi$  factorul, ce caracterizează capacitatea portantă a structurii de facto, sau a unui element constructiv al clădirii, iar  $P_s$  factorul calculat, ce descrie capacitatea portantă necesară în conformitate cu normativul SNiP II-7-81.

În calitate de factor, ce descrie capacitatea portantă a structurii pot fi utilizați: încărcarea seismică, forțele transversale, momentele de încovoiere, deplasările și a. În final se elaborează o serie de recomandări privind consolidarea structurii de rezistență, reparația capitală a structurii, schimbul destinației clădirii.

## 3. Metode bazate pe investigații tehnice

**Metoda impulsului.** Această metodă [3] a fost elaborată pentru determinarea parametrilor antiseismici ai clădirilor în baza analizei formelor proprii de oscilație, care sunt rezultatul unor încărcări dinamice, produse de un complex de diagnosticare mobil. Încărcarea se obține prin lovituri periodice cu un corp moale, a cărui greutate constituie în

jur de 40 de kilograme. Oscilațiile sunt înregistrate de receptori tridimensionali foarte sensibili, care sunt amplasați în diferite puncte ale clădirii, atât în plan, cât și pe verticală. În baza informației de la acești receptori se pot construi epiurile deplasărilor relative cât pe înălțimea clădirii atât și în planul acesteia, se obțin caracteristicile dinamice ale structurii. Salturile în diagramele deplasărilor pe etaje indică, ca rigiditatea clădirii la nivelul dat este scăzută datorită reducerii rezistenței structurii în zona dată ori sau modificării masei inerte la același nivel.

O altă metodă similară este descrisă în lucrarea «Основы физических методов определения сейсмических воздействий» [3]. Autorul utilizează această metodă pentru determinarea funcțiilor masice - reacția sistemului la solicitare cu o funcție unitară a impulsului. În calitate de dispozitiv mecanic, ce creează un impuls momentan, se aplică un pendul, a cărei masă constă din câteva tone. Raportul între masa pendulului și masa clădirii se recomandă să fie de ordinul câtorva sute. Lovitura se consideră scurtă, momentană, dacă durata acesteia nu depășește 0,001 secunde. Această metodă este de regulă utilizată pentru a determina perioadele și decrimentii principalelor forme de oscilații ale clădirii. Autorul subliniază faptul, că pot fi utilizate oricare tip de lovituri, cu diferite obiecte, cu condiția ca aceasta să fie momentană, și valoarea ei să fie cunoscută cu exactitate.

Sunt cunoscute și o serie de metode, care au la bază solicitarea clădirii prin intermediul accelerării terenului de fundare cu ajutorul impulsurilor momentane. De exemplu, metodă ce asigură deplasarea clădirii pe direcții orizontale cu ajutorul cricurilor hidraulice cu capacități între 1000- 2000 KN cu o înlăturare imediată a forței perturbatoare [3]. O altă modalitate de scoatere din echilibru al structurii pentru a se măsura caracteristicile dinamice, este metoda ruperii vergelelor de oțel calibrat, sau inele cu o rigiditate fixă metode ce permit obținerea unei sarcini între 10-50 KN. Aplicând aceste modalități, se poate de determinat așa numită funcție de trecere, adică reacția structurii la o solicitare variată (scarificată) la o accelerație permanent, egală cu o unitate.

**Metoda impulsurilor create de vibrații.** Este o metodă care pentru producerea impulsului utilizează complexul vibrator СДВИГ-100-50 [3]. Metodă este utilizată la explorarea clădirilor locative cu schema constructivă de tip zidărie portantă din cărămidă. Esența metodei constă în determinarea caracteristicilor dinamice ale structurii cu ajutorul înregistrării microoscilațiilor, ce sunt create de vibrator care este amplasat pe sol în apropierea peretelui transversal pentru a provoca oscilații perturbatoare în direcțiile longitudinale ale clădirii și amplasarea vibratorului pe sol lângă peretele longitudinal pentru crearea oscilațiilor pe direcții transversale. După datele aparatelor de măsurare se determină formele proprii de oscilații la diferite frecvențe. Cu ajutorul înregistrării oscilațiilor microdinamice se obțin experimental nu doar caracteristicile dinamice ale structurii (perioadele oscilațiilor proprii, decrimentii de atenuare a oscilațiilor și ordonatele formelor proprii de oscilație), ci și caracteristicile elastice ale materialelor, în cazul dat al zidăriei din cărămidă.

O metodă analogică, dar cu utilizarea utilajului modern, este descrisă în lucrarea [3]. Înregistrarea oscilațiilor clădirii se efectuează cu ajutorul a peste 280 de receptori în regim tridimensional, obținând ca rezultat spectrele medii ale funcției deplasărilor în raport cu punctul de bază și coeficienții accelerațiilor oscilațiilor clădirii.

**Metoda undelor staționare** [3]. Metoda se bazează pe înregistrarea detaliată a trei componente ale microoscilațiilor clădirii, ce sunt produse de surse de proveniență diferită. În calitate de utilaj tehnic servesc senzorii tridimensionali cu spectrul de înregistrare între 0.5-100Hz, care transmit informația unei stații seismologice digitale cu 16 canale de recepție. În timpul încercării se înregistrează simultan oscilațiile clădirii la acțiunea



microseismelor în punctul de bază (staționar) și un punct oarecare  $i$ . Peste o perioadă de timp senzorul situat în punctul  $i$  este amplasat în interiorul clădirii unde iarăși sunt înregistrate oscilațiile microseismice simultan cu oscilațiile punctului de bază (reper). În timpul înregistrării oscilațiilor (provenite din microseisme, de la vânt, lucrul oricărui utilaj) se formează o serie de unde subarmonici denumite unde staționare. Frecvențele acestor unde staționare corespund frecvențelor proprii de oscilație a edificiului. Forma geometrică, faza și frecvențele undelor depind nu numai de tipul construcției și dimensiunile acesteia, dar și de caracteristicile și starea de tensiune în care se află materialul din care este executată construcția. Existența anomaliilor în structură permite diagnosticarea stării fizice a structurii de rezistență.

O altă clasificare a metodelor de evaluare a vulnerabilității seismice a clădirilor și edificiilor este dată în lucrarea [48], dedicată evaluării vulnerabilității fondului construit înainte de 1977 în București. Totodată, în lucrare este expusă și conotația terminologiei de vulnerabilitate seismic, astfel vulnerabilitatea seismică a unei construcții fiind o măsură a comportării acesteia în timpul unui cutremur. Selecția metodei de estimare a vulnerabilității construcțiilor influențează toți ceilalți parametri ai analizei de risc seismic: descrierea hazardului, caracterizarea elementelor expuse, evaluarea avariilor.

Ținând cont de procedeul abordat și de informațiile utilizate pentru a estima vulnerabilitatea clădirilor, trei clase de metode sunt identificate: metode empirice, metode mixte și metode analitice. Etapele realizării unui scenariu de risc seismic și clasificarea metodelor de estimare a vulnerabilității construcțiilor sunt prezentate schematic în Figura 1.

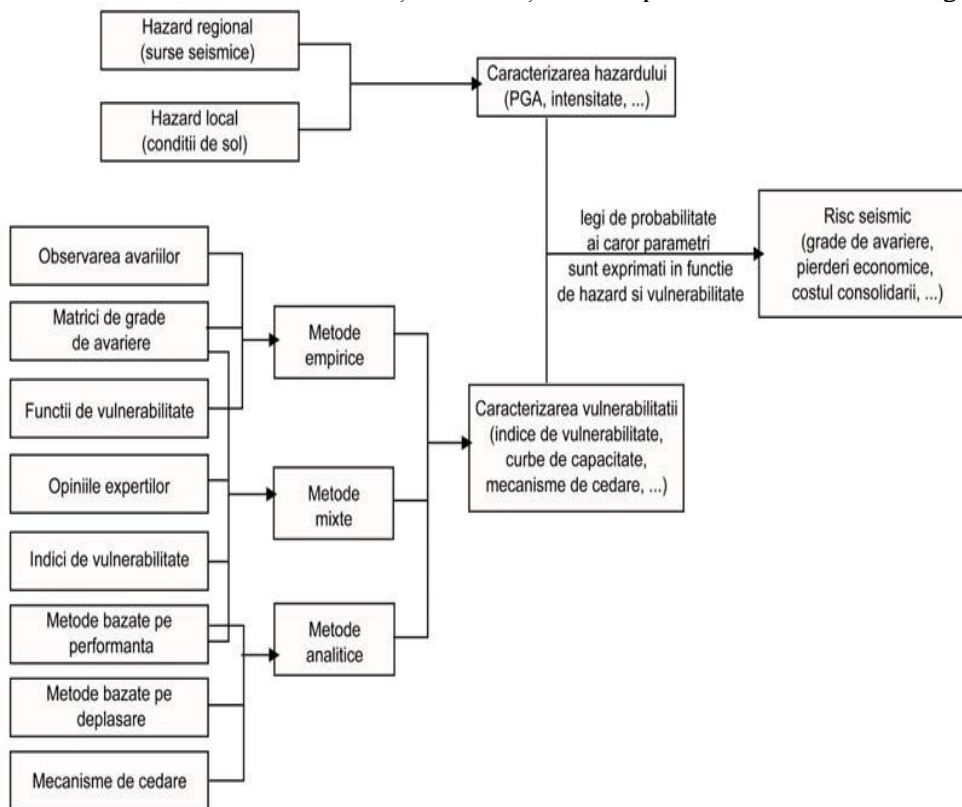


Fig.1. Etapele realizării unui scenariu de risc seismic [48].  
Mai jos urmează o descriere succintă a metodelor descrise în [48].

### Metode empirice

Metodele empirice de evaluare a vulnerabilității construcțiilor au la bază analiza statistică a informațiilor obținute în urma cutremurelor produse. Astfel, aceste metode sunt bazate pe evenimente reale (cutremure) și pe evaluarea consecințelor acestora asupra construcțiilor ce au fost afectate de evenimentele respective. Metodele empirice de evaluare a vulnerabilității construcțiilor pot fi împărțite în două categorii, ambele bazându-se pe relația „directă” dintre avariile construcțiilor și mișcarea solului, și anume: 1) matrice de avariere probabilă, denumite în sursele de specialitate matrice de avariere (Damage Probability Matrix-*DPM*) și 2) funcții de vulnerabilitate. Matricea de avariere exprimă probabilitatea condiționată de a obține o anumită stare de avariere  $j$  datorată unei mișcări a solului de intensitate  $i$ ,  $P[D=j|i]$  Funcția de vulnerabilitate exprimă, de manieră continuă, probabilitatea depășirii unui anumit grad de avarie pentru o anumită intensitate a cutremurului.

*Metodele empirice ce utilizează matrice de avariere probabila (DPM)* Primele analize statistice ale avariilor clădirilor produse în urma cutremurelor au fost realizate de Withman în 1973 [48]. Folosind date obținute în urma cutremurului produs în San Fernando la 9 februarie 1971 Withman a creat primele matrice de avariere probabila (*DPM*) pentru diferite tipuri de structuri. Matricea de avariere (*DPM*) a clădirilor a devenit una dintre cele mai răspândite forme de reprezentare a distribuției probabile a avariilor produse în urma cutremurelor.

*Metodele empirice ce utilizează funcții de vulnerabilitate continue* Pentru a depăși problemele ce țin de procedeele bazate pe matrice de avariere (în special faptul ca intensitatea nu este un parametru continuu) au fost elaborate metode empirice, ce utilizează funcții de vulnerabilitate continue. În 1992 Spence și Coburn [48] au propus o nouă metodă de estimare a vulnerabilității, bazată pe procesarea statistică a datelor obținute în urma diferitor cutremure din Europa și utilizează un nou parametru al mișcării solului *PSI* (Parameterless Scale of Intensity). Alte studii (Rossetto et al., 2003 [48]; Scawthorn et al., 1981 [48]; Shinozuka et al., 1997 [48]) propun utilizarea accelerației sau deplasării spectrale pentru construirea funcțiilor empirice de vulnerabilitate.

### Metode mixte

Metodele mixte de evaluare a vulnerabilității construcțiilor combină diferite procedee: calcule analitice, metode bazate pe opiniile experților, curbe de vulnerabilitate, matrice de avariere, calcule simplificate în urma cărora sunt atribuite puncte (sau indici) deficiențelor structurale ale clădirilor, etc. Cele mai cunoscute metode mixte de evaluare a vulnerabilității structurilor, ce utilizează indici de vulnerabilitate sunt: *ATC 13* (1987) [18], *ATC 21* (1988) [19], *GNDT* (1994) [42]. Metodele *ATC 21*, *GNDT* și *RISK-UE* utilizează aceiași parametri pentru caracterizarea structurilor și comportamentul acestora în timpul cutremurelor, diferența între aceste trei procedee fiind determinată de modul de calcul al indicelui de vulnerabilitate global.

Datele minime necesare realizării unui scenariu de risc seismic utilizând aceste metodologii sunt fotografiile aeriene, precum și informațiile și statisticile referitoare la construcțiile din zona de studiu, la structura demografică și social-economică a populației. Aceste date „brute” sunt tratate din punct de vedere ingineresc și adaptate la cerințele metodelor de evaluare a vulnerabilității utilizate.

### Metode analitice

Metodele analitice de evaluare a vulnerabilității seismice sunt metode științifice, ce dezvoltă și aplică procedee și utilizează înregistrări instrumentale în scopul obținerii de informații cu privire la comportarea unei construcții sau a elementelor acesteia în timpul unui cutremur. Metodele de evaluare a vulnerabilității bazate pe performanță și deplasare sunt procedeele analitice cele mai răspândite la momentul de față.

Tendența actuală în domeniul estimării vulnerabilității construcțiilor este de a utiliza modele mecanice de calcul. Din punctul de vedere al procedeuului utilizat aceste metode pot fi grupate în cinci categorii:

- curbe de vulnerabilitate și matrice de avariere calculate analitic;
- curbe de vulnerabilitate și matrice de avariere mixte;
- metode de evaluare a vulnerabilității bazate pe mecanisme de prăbușire;
- metoda de evaluare a vulnerabilității bazate pe performanță;
- metode de evaluare a vulnerabilității bazate pe deplasare.

*Curbe de vulnerabilitate și matrice de avariere calculate analitic.* În mod tradițional curbele de vulnerabilitate și matricele de avariere sunt generate în urma analizelor statistice ale informațiilor colectate în urma misiunilor de teren post-seismice. Metode recente de evaluare a vulnerabilității construcțiilor propun crearea de astfel de curbe: metode bazate pe performanță (Freeman et al., 1975 [39,40]), Metoda Spectrului de Capacitate -CSM (spectru supra-amortizat) (ATC, 1982[10]), Metoda Bazată Direct pe Deplasare-DDBD (Calvi, 1999 [22]), substituirea spectrelor supra-amortizate cu spectre inelastice (Chopra și Goel, 1999a,b [24], [25]; Fajfar, 1998 [35]), Considerarea modurilor superioare de vibrație în calculul răspunsului structurii (Paret et al, 1996 [48]). Utilizarea înregistrărilor seismice pentru identificarea proprietăților «push-over» ale structurii (Gilmartin et al., 1998 [48]), îmbunătățiri și studii având la bază CSM. Îmbunătățiri și studii având la bază DDBD pentru construcții din beton armat: metoda de evaluare a pierderilor produse de cutremure bazată pe deplasare DBELA (articole: Pinho et al., 2002 [48]; Crowley et al., 2004 [30]). Pentru construcții din zidărie: metoda de evaluare a riscului seismic bazată pe mecanisme de cedare MeBaSe (articole: Restrepo-Vélez et al., 2004 [48]; Modena et al., 2005 [48]), metode bazate pe deplasare (articol inițiator: Priestley et al., 1996 [48]), metode bazate pe performanță și deplasare (articol inițiator: Aschheim, 1999 [15]). În general, curbele de vulnerabilitate și matricele de avariere, create cu ajutorul programelor de calcul nu înlocuiesc, ci completează curbele de vulnerabilitate empirice. Pentru anumite nivele de intensitate seismică curbele sunt elaborate folosind informațiile existente, obținute în urma cutremurelor trecute, iar pentru nivelele de intensitate seismică, pentru care nu există date observaționale, sunt utilizate rezultatele analizelor dinamice neliniare corespunzătoare fiecărei clase de construcții.

*Metode de evaluare a vulnerabilității bazate pe mecanisme de prăbușire.* Mecanismul de cedare este determinat în baza considerațiilor mecanice și este evaluat prin intermediul unei analize statice echivalente. Aceste metode sunt aplicate în special construcțiilor din zidărie. Metodele *VULNUS* (Bernardini et al. 1990[48];), dezvoltate la Universitatea din Pavia și *FaMIVE* (D'Ayala și Speranza, 2003[32]) sunt cele mai cunoscute tehnici de evaluare a vulnerabilității construcțiilor, ce se bazează pe identificarea mecanismului de prăbușire pentru structurile din zidărie și, respectiv, pentru centrele istorice.

*Metoda de evaluare a vulnerabilității bazate pe performanță HAZUS.* Cea mai cunoscută metodă de evaluare a vulnerabilității construcțiilor, bazată pe performanță este *HAZUS* (1999) [44]. Această metodologie a fost dezvoltată în scopul aplicării ei în SUA, dar de fapt, ea este utilizată de numeroase echipe de cercetători pentru evaluarea riscului seismic în diferite regiuni ale globului (Spence et al., 2003 [48]).

De fapt, metodologia *HAZUS* reprezintă generalizarea Metodei Spectrului de capacitate (Freeman et al., 1975 [39]), (*ATC 10*, 1982 [14]), (Freeman et al., 1984 [40]; Army, 1986 [48]), creată pentru evaluarea vulnerabilității unei singure construcții, și aplicarea acesteia unui grup de construcții, având aceleași caracteristici din punct de vedere al sistemului structural. Metoda are la bază patru concepte fundamentale : curba de capacitate, spectrul solicitării seismice, punctul de performanță și curbele de fragilitate.

*Metode de evaluare a vulnerabilității bazate pe deplasare.* Primul pas în dezvoltarea metodelor bazate pe deplasare a fost realizat de Calvi (1999) [22]. Acesta propune o metodă ce estimează capacitatea de deplasare a structurii corespunzătoare diferitelor stadii limită de avariere definite. Metoda are la bază principiile Metodei în Deplasare, propusă de Priestley et al., 1996 [48] ce consideră diferite mecanisme de cedare și profile de deplasare ale structurii „reale” cu mai multe GLD ce este modelată prin intermediul unui sistem echivalent cu 1GLD.

### **Metoda Spectrului de capacitate si metode derivate**

*Metoda Spectrului de capacitate (ATC 40)* .Metoda Spectrului de capacitate a fost introdusă în anii 70, fiind utilizată ca metodă de evaluare rapidă (Freeman et al, 1975 [40]). La începutul anilor 80, metoda spectrului de capacitate a fost utilizată în scopul determinării unei relații între mișcarea seismică și performanța construcțiilor (*ATC 10*, 1982 [17]). Ulterior, metoda a fost recomandată de a fi utilizată în calitate de procedee de verificare a proiectării, în manualul „Ghid de proiectare seismică pentru construcțiile importante” (Freeman et al., 1984 [39]; Army, 1986 [48]). Procedeele descrise în acest ghid presupune compararea capacității construcției (exprimată sub forma curbei push-over) cu sarcina seismică ce solicită structura în timpul cutremurului (exprimată sub forma spectrului de răspuns). Intersecția dintre cele două curbe aproximează răspunsul structurii. Pentru a ține cont de comportarea neliniară a elementelor structurii, spectrul de răspuns elastic este supra-amortizat.

Pe parcurs, au fost efectuate diferite modificări ale metodei. Primele transformări aduse metodei țin de procedeele iterative de identificare a punctului „exact”, în care curba de capacitate intersectează spectrul având nivelul „corect” de amortizare. Însă modificarea, ce a făcut ca Metoda Spectrului de capacitate să fie mai accesibilă constă în substituirea reprezentării spectrului, în mod tradițional accelerație spectrală ( $S_a$ ) – perioadă ( $T$ ), cu reprezentarea în format accelerație spectrală – deplasare spectrală ( $S_d$ ) (Mahaney et al, 1993[48]).

Trei ani mai târziu, în 1996 Applied Technological Council (ATC) publică raportul *ATC 40* [20], *Evaluarea Seismică și Consolidarea Construcțiilor din Beton Armat*”. Acest raport reglementează aplicarea Metodei Spectrului de capacitate în scopul evaluării vulnerabilității construcțiilor din beton armat.

În general, două mari aproximări sunt reproșate Metodei Spectrului de capacitate:

1. Distribuția forțelor laterale este considerată fixă și se bazează numai pe modul fundamental de vibrație al sistemului elastic. Ulterior, diferite metode au fost propuse pentru a ține cont în analiza modurilor superioare de vibrație.
2. Deformația indusă de cutremur sistemului inelastic cu un grad de libertate este estimată printr-o metodă iterativă, ce calculează o serie de sisteme echivalent elastice cu un grad de libertate.

*Metoda N2* propusă de Fajfar (1998) [36] combină analiza „pushover” a unui model cu mai multe grade de libertate (nGLD) cu analiza spectrală a unui sistem echivalent cu un grad de libertate (IGLD), răspunzând astfel celei de-a doua aproximare a Metodei Spectrului de capacitate.

*Metoda diagramă solicitare-capacitate îmbunătățită*, propusă de Chopra și Goel, 1999a,b [24] [25], diferă de metoda propusă de *ATC 40* [20] dintr-un singur punct de vedere fundamental: solicitarea este determinată în urma analizei unui sistem neliniar, în comparație cu *ATC 40* (în care solicitarea este estimată în urma analizei unei serii de sisteme echivalent liniare) Deasemenea, Chopra și Goel au propus un procedeu de analiza diferit pentru a ține cont de modurile superioare de vibrație a clădirii.

## Concluzii

**1. Metodele bazate pe opiniile experților** sunt larg răspândite în lucrările de evaluare a riscului seismic. Ele pot fi calificate ca semi-cantitative, atunci când se respect câteva condiții:

- 1) existența unei forme concrete de documentare a experților (anchete, sondaj, o formă analitică, sub forma unui raport);
- 2) existența unor modalități reglementate de conlucrare între experți (schimb liber de informații, schimb reglementat de informații, experți izolați);
- 3) existența criteriilor, ce trebuie să le satisfacă un expert pregătit. De menționat, ca prelucrarea informației, colectate de experți se face în baza unor metode statistice, care asigură nu numai valorile statistice ale rezultatelor ca atare, dar și gradul de concordanță a opiniilor expuse de experți (cu cât gradul de concordanță este mai mare, cu atât rezultatele obținute sunt mai veridice).

În condițiile reale, de regulă, expertizarea construcției se face de un grup de 2-3 oameni în frunte cu o persoană cu calificarea de expert; acest fapt condiționează imposibilitatea respectării celor trei condiții, expuse mai sus, și ca rezultat, apariția subiectivității. În astfel de cazuri, metodele date se reduc, de fapt, de la metode semi-cantitative la metode calitative.

Cu toate că metodele bazate pe opiniile experților sunt cele mai ieftine și cele mai des utilizate în lucrări de evaluare a riscului seismic, exactitatea estimării valorii reale a seismorezistenței construcțiilor cu aplicarea lor deseori este destul de joasă.

**2. Metodele analitice** se caracterizează prin acuratețe și precizie. Neajunsul esențial al acestor metode consta în faptul, că analiza rezistenței seismice a construcțiilor se efectuează la nivelul forțelor seismice de calcul, dar nu a forțelor seismice reale, pe care le suportă structura în timpul unui seism. La calcul sunt utilizate modele staționare liniar elastice, care corespund solicitării structurii la un nivel macroseismic, nivel la care din start se impune lucrul structurii doar în domeniul elastic, ceea ce nu corespunde situației reale. Un mare avantaj al metodologiilor date îl constituie faptul că ele țin cont de gradul

de uzură fizică a elementelor componente ale clădirii. Aceasta se realizează prin analiza capacității portante a structurii cu utilizarea caracteristicilor fizico-mecanice reale ale materialelor construcției. Tot o dată aceste metode prevăd un volum foarte mare de lucru.

**3. Metodele bazate pe investigații tehnice** permit depistarea și localizarea unor anomalii în structurile de rezistență a clădirii, dar tot odată ele nu furnizează informații privind cauzele acesteia, din care motiv aceste metode necesită o completare prin executarea unor investigații ingineresti ale clădirii. Această afirmație este valabilă pentru toate metodele din această grupă, indiferent de specificul metodologic al fiecăreia și metoda de generare a excitațiilor oscilațiilor. Una din metodele cu o perspectivă mai înaltă din această grupă, este metoda undelor staționare. Metodele tradiționale din această grupă oferă o înregistrare a oscilațiilor microdinamice ale structurii într-un regim staționar, pe când prin metoda undelor staționare această înregistrare are forma tridimensională în spațiu și timp.

### Bibliografie

1. Авиром Л.С. Надежность конструкций сборных зданий и сооружений М.: Стройиздат, 1971. 216с.
2. Айзенберг Я.М., Хачиян Э.Е., Габричидзе Г.К., Гудков Б.П. и др. Международные строительные нормы СНГ. Строительство в сейсмических районах (проект) 2002 г. //Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2002, № 3, с.27-53.
3. Бержинская Л.П., Бержинский Ю.А. Методы паспортизации зданий в сейсмических районах // Вопросы инженерной сейсмологии. Москва: ИФЗ РАН. Т.36.№ 2. 2009. С.57-69
4. Бойко М.Д. Диагностика повреждений и методы восстановления эксплуатационных качеств зданий. М.: Стройиздат, 1975. 334 с.
5. ВСН 53-86(р) Правила оценки физического износа жилых зданий// М.: Прейскурантиздат, 1988.
6. Егупов К.В. Проблемы проектирования на сейсмостойкость протяженных и несимметричных сооружений. //Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2000, № 1, с.23-29.
7. Крамер (Н. Cramer) Mathematical methods of statistics, Princeton University Press (рус. перевод: Математические методы статистики).М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 373 с.
8. Макаров И.М., Виноградская Т.М., Рубчинский А.А., Соколов В.Б. Теория выбора и принятия решений: Уч. пособие. М.: Наука, 1982. 143с.
9. Немчинов Ю.И. Особенности строительства в сейсмических районах Украины и совершенствование норм проектирования зданий и сооружений. IV науково-технічна конференція “Будівництво в сейсмічних районах України”. Доповіді, 18-21 травня 1999 р., с.10-20
10. Отчет о НИР «Оценка технического состояния наружных стен из газозолобетона серии 1-335КС с учетом физического износа» / ИЗК СО РАН. Иркутск: ИрГТУ, 2005. 82с.
11. Ройтман А.Г. Надежность конструкций эксплуатируемых зданий. М.: Стройиздат, 1985. 175с.

12. СНИП II -7-81. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования. Госстрой СССР., М.: АПП ЦИТП, 1981. - 50 с.
13. Alkaz V., A. Zaicenco, E. Isicko. Seismic Microzonation of the Territory of Kishinau City : A Tool for Preventing the Seismic Risk , 2008, NATO Science for Peace and Security Series, C: Environmental Security, Springer, 2008, p.117-132. 9.
14. Arion C, (2003). Zonarea seismică pentru condiții de teren și sursele seismice specifice României, Teza de doctorat, Universitatea Tehnică de Construcții București, 234 p.
15. Aschheim, M. (1999). "Yield Point Spectra: A Simple Alternative to the Capacity Spectrum Method", Proceedings of 1999 SEAOC Convention, Reno, Nevada, U.S.A. (preprint).
16. Bogdan-Felix Apostol PhD Thesis Research Studies on Non-Linear Effects in Seismic Risk Assessing and Mitigation, Magurele-Bucharest 2005.
17. ATC 10, (1982). "An Investigation of the Correlation between Earthquake Ground Motion and Building Performance", Report ATC-10, Applied Technology Council, Redwood City, California, U.S.A.
18. ATC 13, (1987). "Earthquake Damage Evaluation Data for Probable Maximum Loss Studies of California Buildings", Applied Technology Council, Redwood City, California.
19. ATC 21, (1988). "Rapid Visual Screening for Building for Potential Seismic Hazard: a Handbook", Applied Technology Council, Redwood City, California.
20. ATC 40, (1996). "Seismic evaluation and retrofit of concrete buildings", Applied Technology Council, Redwood City, California.
21. ATC 55, (2002). "Summary of evaluation of current nonlinear static procedures-SDOF studies", Report ATC-55, Applied Technology Council, Redwood City, California.
22. Calvi G. M., (1999). "A displacement-based approach for vulnerability evaluation of classes of buildings", Journal of Earthquake Engineering, Vol.3, pp. 411-438.
23. Chopra A., (2001). „Dynamics of structures”, Theory and Applications to Earthquake Engineering, 2nd edition.
24. Chopra A., Goel R., (1999b). „Capacity-demand diagram method for estimating seismic deformation of inelastic structures: SDF systems”, Report No. PEER-1999/02, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, 67p.
25. Chopra, A.K. and Goel, R.K. (1999a). „Capacity-Demand-Diagram Methods Based on Inelastic Design Spectrum”, Earthquake Spectra, Vol. 15, No. 4, pp. 637-656.
26. Comartin C., (2002). „A progress report on ATC 55: Evaluation and improvement of inelastic seismic analysis procedures” (fall 2002) (www.atcouncil.org).
27. Cosenza, E., G. Manfredi, and R. Ramasco (1993). "The use of damage functionals in earthquake engineering: A comparison between different methods," Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 22, pp.855-868.
28. Crainic L., Stanciulescu I., (2000). „Calcul postelastique des structures”, ISBN:973-685-191-5, MatrixRom.
29. Crainic L., Stanescu D., Zybczynski A., (2003). „Innovative Solutions For Structural Design Of A Supermarket”, International Conference Constructions, Cluj-Napoca.
30. Crowley, H., Pinho, R. and Bommer, J.J. (2004). "A Probabilistic Displacement-Based Vulnerability Assessment Procedure for Earthquake Loss Estimation", Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 2, No. 2, pp. 173-219.
31. CSI, Computers and Structures, Inc., Berkeley, California, USA.

32. D'Ayala, D. and Speranza, E. (2002). "An Integrated Procedure for the Assessment of Seismic Vulnerability of Historic Buildings", Proceedings of the 12th European Conference on Earthquake Engineering, London, U.K., Paper No. 561 (on CD). 59
33. Demetriu, S., Aldea, A., (2006). "Recorded Seismic Response of an Instrumented High-Rise Reinforced-Concrete Building in Bucharest", 1st ECEES First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006, Paper Number: 777, 10p., CD-ROM.
34. Dubina, D., (2004). „Ductility and Seismic Performance of Thin-Walled Cold-Formed Steel Structures”, Steel Structures, Vol. 4, 209-222p.
35. Fajfar P., (2000b). „A practical nonlinear method for seismic performance evaluation”, American Society of Civil Engineers, vol 103, 8p.
36. Fajfar, P. (1998). "Capacity Spectrum Method Based on Inelastic Demand Spectra", Report EE-3/98, IKPIR, Ljubljana, Slovenia.
37. FEMA (1999). "HAZUS99 Technical Manual", Federal Emergency Management Agency, Washington, DC, U.S.A.
38. FEMA 356 (2000). Prestandard and commentary for the seismic rehabilitation of buildings, FEMA, Washington.
39. Freeman, S.A., Nicoletti, J.P. and Matsumura, G., (1984). „Seismic Design Guidelines for Essential Buildings”, Proceedings of 8th World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, California, U.S.A.
40. Freeman, S.A., Nicoletti, J.P. and Tyrell, J.V., (1975). „Evaluations of Existing Buildings for Seismic Risk - A Case Study of Puget Sound Naval Shipyard, Bremerton, Washington”, Proceedings of U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Berkeley, U.S.A., pp. 113-122.
41. Galasco, A., Lagomarsino, S. and Penna, A. (2002). „TREMURI Program: Seismic Analyser of 3D Masonry Buildings”, University of Genoa.
42. GNDT, (1994). Scheda di esposizione e vulnerabilità e di rilevamento danni di primo livello e secondo livello (muratura e cemento armato). Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma (in italiana).
43. Gulkan P. and Sozen M. A., (1974). „Inelastic responses of reinforced concrete structures to earthquake motions”, Journal of the American Concrete Institute, 71:604–610.
44. HAZUS (1999). „Earthquake Loss Estimation Methodology – Tech
45. Iemura, H. and Pradono, M. H. (2005): Strongly Nonlinear Hysteretic Restoring Force using Variable Dampers,” Proc. ISEE Kobe 2005, Vol.2, D81-D90.
46. Lungu D., Aldea A., Arion C., 2000. Evaluarea riscului seismic pentru fondul construit din Bucuresti, Gazeta AICR, Anul XI, nr.41-42.
47. Mustafa Erdik (2010) Rapid earthquake hazard and loss assessment for Euro-Mediterranean region Journal: Acta Geophysica, vol. 58, no. 5, pp. 855-892.
48. Negulescu E (2010) Evaluarea vulnerabilității fondului construit înainte de 1977, Teza de doctorat, Universitatea Tehnica de Constructii Bucuresti, 234 p.
49. Wai-Fah Chen and Charles Scawthorn. Earthquake Engineering Handbook (New Directions in Civil Engineering) (Sep 27, 2002)

*Primit la redacție – 6 august 2012*



CZU 550.4:574:912(478.9k)

Tofan E.\*

## **Caracteristicile geochemice ale unor metale grele (Zn, Cu, Pb și Ni) în solurile orașului Chișinău**

### **Abstract**

*The article contains the analysis of the geochemical characteristics and pollution level of soils in Chisinau city (2011). Samples were collected within the network of 1km/1km<sup>2</sup>, from the depth of 0-20 cm from the grid surface 120 soil samples have been analyzed. The results of the analysis have highlighted the moderate degrees of pollution with Zn, Cu and Pb in the residential and industrial areas and in the center of Chisinau.*

### **Rezumat**

*Lucrarea cuprinde analiza caracteristicilor geochemice și nivelul de poluare al solurilor în orașul Chișinău (anul 2011). Probarea a fost efectuată dintr-o rețea de prelevare de 1km/1km<sup>2</sup>, la adâncimea de 0-20 cm de pe suprafața gridului au fost analizate 120 probe de sol. Rezultatele analizelor (120 probe de sol) au scos în evidență un nivel moderat de poluare cu Zn, Cu și Pb în zonele rezidențiale, industriale și centrul orașului.*

### **Резюме**

*В статье содержится анализ геохимических характеристик и уровня загрязнения почв в городе Кишинев (2011). Почвенные образцы были собраны в сети 1км/1км<sup>2</sup> на глубине 0-20 см, от поверхности сетки были проанализированы 120 проб почвы. Результаты анализа выявили умеренную степень загрязнения Zn, Cu и Pb в жилых и промышленных областях и в центре города Кишинева.*

### **Introducere**

Până la etapa actuală cercetările și studiile asupra solurilor în Republica Moldova s-au concentrat într-un mod preferențial asupra solurilor din peisajele naturale și agricole [4, 17]. Solurile din ariile urbane în Republica Moldova au fost prima dată cercetate pentru a evalua gradul de poluare la sfârșitul anilor 80 începutul anilor 90 al secolului trecut [12]. Spre deosebire de solurile agricole și forestiere, solurile urbane sunt puternic antropizate, acestea au suferit modificări de la morfologia inițială a solului. Se cunoaște că, în mediile urbane compoziția și proprietățile eterogene ale solurilor urbane sunt un factor ecologic important și poate afecta starea de sănătate a populației [1,11]. Din aceste considerente, solurile urbane necesită o inventariere sistematică, precum și studierea caracteristicilor geochemice și funcțiilor lor ecologice.

Printre ultimele studii cu privire la starea solurilor urbane din Republica Moldova, cu referire la orașul Chișinău au fost sistematizate în publicațiile apărute în limba rusă:

---

\* Universitatea Al. I. Cuza, Iași, Romania, Școala Doctorală a Facultății de Geografie și Geologie, Domeniul Geologie/Geochemie

„Chișinău: probleme ecologo-geografice”, 1993 și „Atlasul geochimic al orașului Chișinău”, 1992 [6,12]. Studii care au vizat evaluarea conținutului de metale grele în ecosistemele urbane ale orașului Chișinău, au fost conduse în cadrul Laboratorului Ecologia Așezărilor Umane (Institutul de Ecologie și Geografie, Academia de Știință a Moldovei) în perioada 2009-2010.

Conținutul metalelor grele în solurile parcurilor municipiului Chișinău a fost monitorizat de Direcția Monitoring al Calității Solului al Serviciului Hidrometeorologic de Stat, Centrul de Monitoring al Calității Solului în anii 2007 și 2009. S-a constatat că principala sursă de poluare a solului în ultimii ani sunt emisiile atmosferice. În probele colectate din parcurile municipiului Chișinău s-au efectuat analize în scopul determinării conținutului metalelor grele în sol. Analiza datelor din 2007 denotă că parcurile municipiului Chișinău în comparație cu terenurile agricole sunt mai puțin poluate cu metale grele și nu au o influență negativă asupra sănătății populației [2,3].

Cercetările geochimice din ariile urbane din ultimele decenii din orașele europene și lume au scos în evidență importanța cunoașterii caracteristicilor geochimice și distribuției geochimice a metalelor grele în solurile urbane [1,7,8,9,10]. În centrele urbane datorită activităților antropice de natură complexă, factorii de mediu au fost afectați, în urma schimbului deosebit de intens de energie și materii prime care determină apariția de emisii poluante și deșeuri diverse. Drept consecință, poluarea se amplifică iar efectele pot deveni dezastruoase și afectează în primul rând sănătatea populației. În acesta premisă Wong și colaboratorii propun comunității științifice internaționale o nouă direcție de cercetare și anume „Geochimia mediului urban/Urban Environmental Geochemistry”. Autorii apreciază unicitatea fenomenelor geochimice (distribuția, dispersia și caracteristicile geochimice ale unor metale toxice și cu potențial de toxicitate) care au loc în mediul urban. De asemenea, propun dezvoltarea acestui domeniu de studiu, în funcție de interesele științifice majore la această etapă în lume [16].

Aceasta abordarea a creat premise favorabile la nivel mondial ca urmare a cerințelor de natură legislativă de a stabili noi limite de concentrație sau a pragurilor de alertă și de intervenție a poluanților din sol, cu scopul de a identifica terenurile contaminate și riscurile acestora pentru sănătatea populație. Astfel, Johnson și colaboratorii scot în evidență necesitatea utilizării terminologiei adecvate în dirijarea studiilor geochimice din ariile urbane și iau în considerare abordarea recomandată la nivel internațional fără a periclita unicitatea orașului studiat. Autorii propun utilizarea termenului de cartarea geochimică a mediului urban (urban geochemical mapping) [9]. Este de remarcă, că geochimiștii au apelat la tehnicile și metodele proprii de cercetare dezvoltate încă din anii 1950, astfel termenul de cartografiere geochimică, a fost utilizat prima dată de școala sovietică pentru a oferi informații cu privire la distribuția spațială a elementelor chimice și compușilor în zăcămintele minerale. Termenul a fost utilizat atât la nivel regional cât și local.

La nivel european experții din Grupul de Geochimie din „Eurogeosurveys” au elaborat propuneri pentru a demara cartarea geochimică urbană la nivel european cu scopul de a folosi o probare unică și metode de analize armonizate [7]. Până la etapa actuală Institutele Geologice Naționale din țările Uniunii Europene au efectuat mai multe studii de natură geochimică în zonele urbane. În prezent sunt disponibile o colecție vastă de publicații cu rezultatele cercetărilor, concis sunt de menționat cercetările efectuate în Berlin (Germania), Madrid (Spania), Praga (Republica Cehă), Napoli (Italia), Ljubljana (Slovenia), Trodheim, Bergen și Oslo (Norvegia), Stassfurt (Germania) și multe altele [7].

## Material și metodă

### 1. Aria de studiu

Orașul Chișinău este situat la  $47^{\circ} 2'$  latitudine nordică și  $28^{\circ} 50'$  (Fig. 1). Are o suprafață de 161, 2 km<sup>2</sup> și o suprafață de circa 789,5 mii locuitori [5]. Din punct de vedere geomorfologic orașul este situat în limitele Podișului Central Moldovenesc cu altitudini de până la 232 m. Teritoriul orașului este întretăiat de valea râului Bâc și Durlăști. Învelișul de sol al orașului este strâns legat de diversitatea condițiilor geologice și geomorfologice locale. Solurile naturale pe teritoriul orașului s-au păstrat doar pe alocuri, o mare parte din teritoriul orașului fiind ocupat de solurile antropice, care reprezintă amestecuri de orizonturi de sol sau roca maternă. Ele se formează în urma tehnologiilor de nivelare și decopertare a solurilor puțin profunde, de tasare a pantelor, de replantare a terenurilor.



Fig. 1. Localizarea ariei de studiu

În perioada sovietică, orașul a cunoscut unul din cele mai înalte ritmuri de creștere economică și socială. Chișinăul (între anii 1961-1990) a devenit un important centru industrial cu o rețea largă de întreprinderi industriale (construcții de mașini, metalurgie, industrie chimică și alimentară, etc.).

Creșterea numărului populației a determinat intensificarea transportului auto și a deșeurilor menajere. După proclamarea independenței aceste ritmuri au devenit mai lente. Schimbări importante au avut loc în perioada de tranziție, în prima etapă de dezvoltare a fost marcată de transformarea orașului industrial în oraș comercial, cu

concentrarea activităților în zona centrală; a doua etapă a determinat extinderea sferei de comerț de la centru spre sectoarele orașului și reabilitarea treptată a industriei, preponderent cea alimentară și ușoară. În prezent, se observă o tendință de reorientare a activităților economice din centrul orașului spre sectoare și chiar în afara granițelor orașului. Zonele industriale devin tot mai atractive atât pentru întreprinderile din țară cât și pentru investitorii străini [13,14].

### 2. Probarea și analiza probelor

Zona studiată are dimensiunile aproximative 15/15 km<sup>2</sup> și cuprinde întreg arealul orașului Chișinău. Probarea a fost efectuată dintr-o rețea de prelevare de 1km/1km<sup>2</sup>, la adâncimea de 0-20 cm. De pe suprafața gridului au fost colectate 120 probe de sol aproximativ 1,5 kg sol (Fig. 2). Probele de sol au fost sitate prin sita cu fracția < de 1 mm pentru determinarea metalelor grele. A fost cântărit 30,0 g sol, peste care s-a adăugat 6,0 g pulbere rășină. Amestecul a fost mojarat la moara cu bile 25/180 turății, după care a fost cântărit din nou la balanța analitică 9 g într-o capsulă care a fost supusă ulterior la presă 20 tone timp de 30 secunde rezultând o pastilă ce a fost analizată prin Spectroscopie

cu Fluorescență de RX (EDXRF Epsilon 5) de către conf. dr. Nicolae Buzgar. Probele au fost analizate în laboratoarele Universității „Alexandru Ioan Cuza” Iași, Facultatea de Geografie și Geologie, Departamentul de Geologie, as dori să-i mulțumesc pentru contribuția adusă în acest studiu.

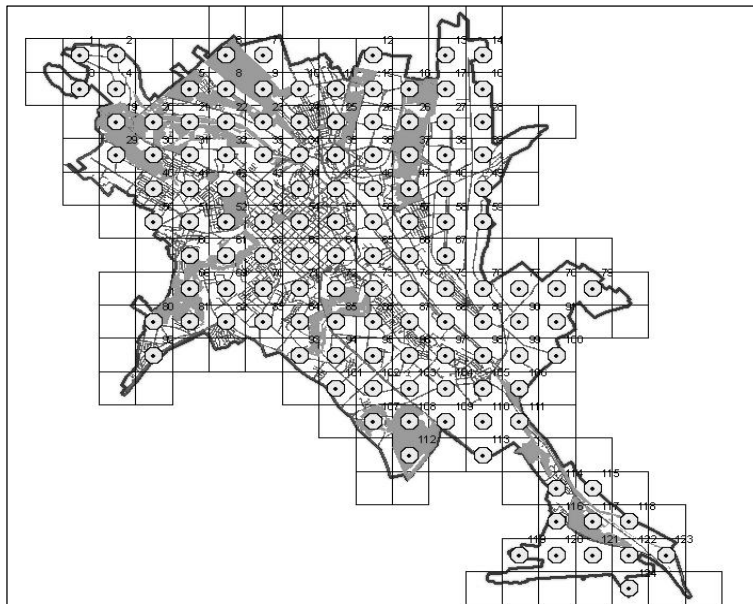


Fig. 2. Rețeaua de probare pe teritoriul orașului Chișinău.

### Rezultate și discuții

Se consideră că prezența metalelor grele în sol este urmarea a două procese: moștenirea genetică din rocile și materiale parentale pe care s-au format și evoluat solurile, având deci, o origine geogenă și impactul antropoc cauzat de tehnologiile agricole, industrie, originea acestora fiind de această dată antropogenă. Se admite că metalele grele de origine geogenă, moștenirea genetică reprezintă factorul hotărâtor al abundenței acestora în sol. Cele de origine antropogenă sunt consecința impactul antropoc asupra solului, produs prin administrarea de îngrășăminte minerale, pesticide, amendamente, reziduuri zootehnice, nămoluri și ape uzate de la stațiile de epurare orășenești sau industriale sau prin particulele aduse pe sol de emisiile gazoase de la unitățile industriale și de la automobile, aduce în sol cantități importante de microelemente [1,8, 11].

Abundența generală a elementelor chimice în soluri este caracterizată prin câțiva parametri statistici. Analiza acestora relevă conținutul metalelor grele în solurile orașului Chișinău. Parametrii statistici analizați au scos în evidență o variație semnificativă dintre valorile minime și maxime față de media calculată pe 120 de probe de sol pentru elementele analizate Zn, Cu, Pb (Tabelul 1). Este de apreciat diferența dintre media aritmetică și geometrică ceea ce sugerează că valorile medii calculate trebuie utilizate cu precauție dacă se raportează la Concentrația Maximă Admisibilă (CMA). CMA pentru Zn, Cu, Pb și Ni reprezintă conținutul de fond al formelor totale ale metalelor grele, preluată din Instrucțiunea privind evaluarea prejudiciului cauzat resurselor de sol

(M.O. Nr 189-192 din 22.10.2004). Nichelul se încadrează în limita admisibilă în solurile analizate, atât media cât și media geometrică sunt sub CMA.

Tabelul 1

Parametrii statistici ai conținuturilor de metale grele (Cu, Zn, Pb și Ni) și pH-ul acestora în solurile orașului Chișinău (valorile metalelor sunt exprimate în ppm)

Statistica/Elemente	pH	Zn	Cu	Pb	Ni
Media aritmetică	8,1	102,75	32,789	28,887	34,32
Media geometrică	8,09	90,55	30,62	26,19	33,18
Mediana	8,12	81,064	28,846	22,745	32,83
Deviația standard	0,36	88,585	18,16	16,267	8,84
Coeficientul de variație	0,044	0,862	0,554	0,563	0,258
Minimum	5,82	47,34	20,45	14,05	10,35
Maximum	8,67	962,89	166,17	120,69	75,49
<b>CMA</b>	-	<b>68</b>	<b>25</b>	<b>20</b>	<b>45</b>
Nr. probe	120	120	120	120	120

Cuprul poate fi un element poluant, toxic atât pentru animale cât și pentru om. Sursele antropogene de Cu includ: extracția și prelucrarea de Cu, industria maselor practice, industria electrică, agricultura, mâlul apelor uzate (ferme de porci) și oțelăriile. Compușii de cupru sunt utilizați pe scară largă în agricultură și sunt o posibilă sursă a anomaliilor asociate canalizării [1, 6,8,10,11, 12, 17].

Se poate observa că valorile conținuturilor de Cu înregistrează o ușoară creștere în comparație cu CMA (Fig. 3b). Este de remarcat valorile anormale înregistrate în zona industrială a orașului prezentate în formă punctiformă în Fig. 3b. Distribuția geochemică a Cu în solurile orașului Chișinău (Fig. 3a) prezintă formarea anomaliilor în zona centrală a orașului și zona industrială.

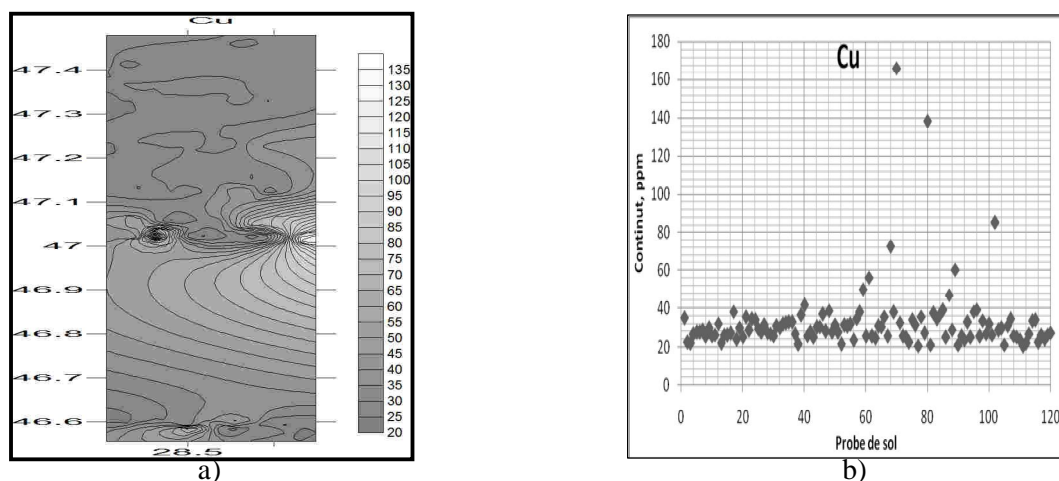


Fig. 3. Distribuția și conținuturile de Cu în probele de sol (nr.120).

- a) Distribuția Cu în solurile urbane  
b) Conținuturile Cu în probele de sol

Sursele antropogenice de Zn sunt semnificative în zonele urbane, provenind în principal din activități industriale, precum extracția minieră, producerea oțelurilor, arderea cărbunelui și deșeurilor. O utilizare majoră a Zn este cea din domeniul acoperirilor anticorrosive. Este de asemenea un constituent al alamei, ca pigment alb, în vopsele și produse de cauciuc, în fabricarea bateriilor uscate [1, 6, 8, 10].

Conținuturile de Zn determinate pe solurile din orașul Chișinău variază în limitele 47,34 și 962,89 ppm, se observă (Fig. 4b) că conținuturile depășesc CMA în 75% din probele analizate.

Sursele de poluare identificate pentru conținuturile ridicate de Zn în zona industrială și zona centrală a orașului sunt traficul auto și activitatea industrială din zonă unde se află majoritatea fabricilor și uzinelor ale orașului (CET-1, CET-2, fabrica de frigidere etc.). Centrul orașului care are o funcție administrativ-comercială, se deosebește de sectorul industrial din albia majoră a râului Bâc prin faptul că aici predomină o mai mare densitate a clădirilor, prin îngustarea arterelor stradale și numărul mare de străzi secundare (str. Varlaam, str. Columna, str. Armenească), spațiul verde redus și multitudinea surselor de poluare (locuințe, cantine, restaurante și magazine), circulația intensă a autovehiculelor și prezența mare a unui număr mare de locuitori.

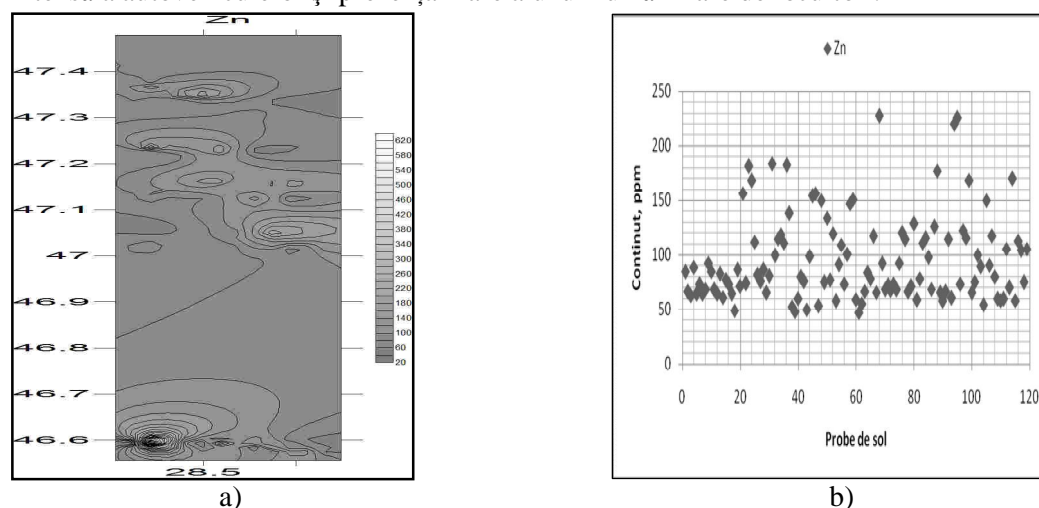


Fig. 4. Distribuția și conținuturile de Zn în probele de sol (nr.120).

a) Distribuția Zn în solurile urbane

b) Conținuturile Zn în probele de sol

În orașul Chișinău sursele de poluare cu Pb sunt determinate în principal de combustia benzinelor cu aditivi de Pb, adică tetrametilul de plumb  $Pb(CH_3)_4$  și tetraetilul de Pb,  $Pb(CH_3CH_2)_4$  [1,4].

În solurile din orașul Chișinău conținutul mediu de Pb este de 28,88 ppm, evaluată după media geometrică conținutul înregistrează o ușoară scădere de 26,19 ppm.

În Fig. 5b se observă variația conținuturilor între 14,05 și 120,69 ppm, este de remarcat că valorile depășesc CMA în 74% din probele analizate, Distribuția geochemică a Pb (Fig. 5a) în solurile orașului Chișinău este dată de anomaliile care se formează în zona centrală a orașului și zona industrială.

Sursele de poluare cu Nichel în ariile urbane sunt: fertilizatorii, oțelăriile, monetăriile, arderea combustibililor și detergenți [1,10]. Conținuturile determinate în

solurile orașului Chișinău variază între limitele 10,35 – 75,49 ppm, Conținutul mediu calculat pentru Ni 34,32 ppm este sub limita de 45 CMA în 94 % din probele de sol analizate (Fig. 5).

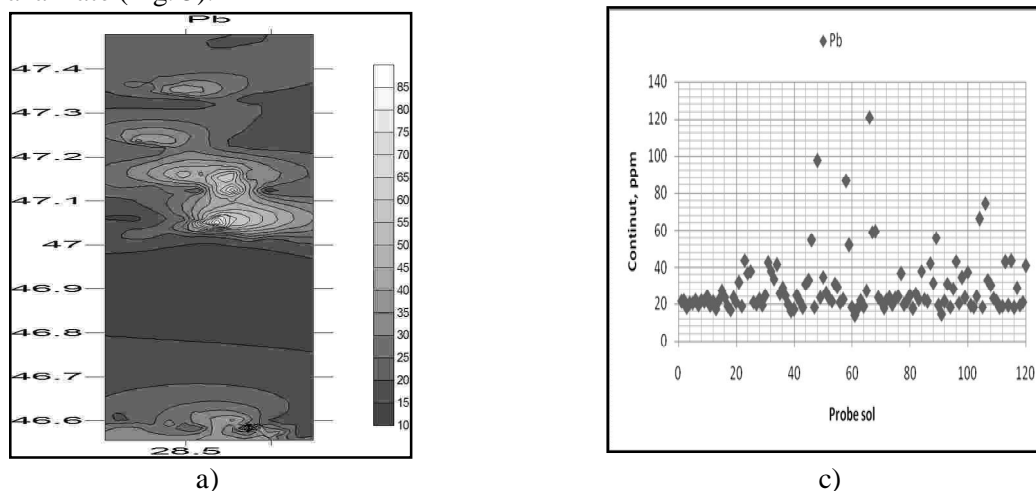


Fig. 5. Distribuția și conținuturile de Pb în probele de sol (nr. 120).

- a) Distribuția Pb în solurile urbane
- b) Conținuturile Pb în probele de sol (nr. 120)

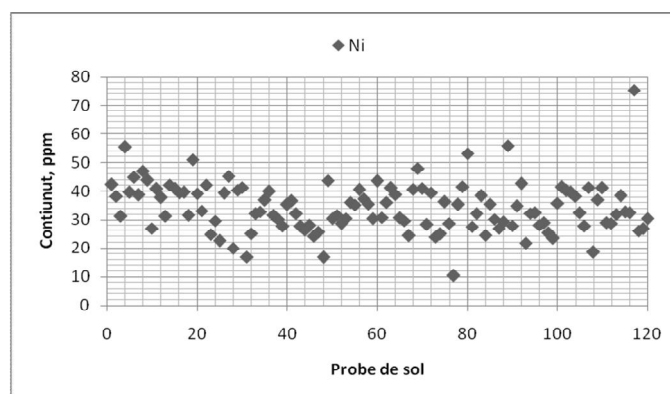


Fig 6. Conținuturile Ni în probele de sol (nr. 120).

pH-ul în orizontul superior al solurilor din orașul Chișinău este larg, acesta variază de la 5,82 corespunzătoare domeniului slab acid, până la o valoare maximă de 8,67 corespunzătoare clasei moderat alcalin (Tabelul 1). Din cele scrise și conform mediei 8,1 calculată pe 120 probe de sol reacția pH-ului în soluri este predominant slab alcalină și neutră.

Hărțile de distribuție spațială care au descris concentrațiile Cu, Pb și Zn sunt în strânsă legătură cu amplasarea punctului de prelevare în zona funcțională a orașului. Influența spațială a zonelor funcționale asupra conținuturilor elementelor analizate este semnificativă. În această ordine de idei conținuturile Cu, Zn, Pb și Ni au fost organizate în funcție de zona de funcționare unde s-a găsit punctul de prelevare (Tabelul 2).

Conform PUG [13,14] funcțional terenurile din orașul Chișinău se împart în zone: rezidențiale (de locuire), industriale (de producere și depozitare), spații verzi (zone de odihnă și agrement), teritorii destinate transportului și servicii (telecomunicații, servicii comunale, învățământ).

Complexul industrial al orașului este format din 19 unități industriale, în care sunt amplasate peste o mie de întreprinderi din diferite domenii de activitate economică (sfera de producere, transport, energetică și comunală). Cea mai mare parte a zonei industriale este concentrată în zona nord-estică a orașului Chișinău [13, 14].

În zona industrială au fost analizate 27 probe de sol, conținuturile elementelor analizate conform parametrilor statistici calculați (Tabelul 2) variază între 20,85-72,37 ppm pentru Cu raportată la media calculată 32,24 ppm această valoare arată o depășire a CMA în această zonă funcțională a orașului. Conținuturile de Zn și Pb prezintă o variație similară cu a Cu. Valorile minime ale Zn cresc de la 59,38 până la 227,93 ppm iar media depășește semnificativ CMA (68) valoarea calculată este 99,64 ppm, Pb oscilează între 17,08 valoarea minimă și 74,51 maximul înregistrat în zona industrială, media calculată este de 30,92 ppm ceea ce sugerează ca valorile conținuturilor pentru Pb în zona industrială variază semnificativ în punctele de prelevare. Valoarea maximă de 55,83 a Ni depășește CMA care atestă prezența surselor de poluare în această zonă deși media calculată 35,34 este sub CMA (45).

Tabelul 2

Distribuția parametrilor statistici ai metalelor grele în zonele funcționale ale orașului Chișinău

Zona funcțională	Nr. probe	Cu			Zn			Pb			Ni		
		Min	Max	Media	Min	Max	Media	Min	Max	Media	Min	Max	Media
Zona industrială	27	20,85	72,37	<b>32,24</b>	59,38	227,93	<b>99,64</b>	17,08	74,51	<b>30,92</b>	10,35	55,83	<b>35,34</b>
Zona rezidențială	32	21,19	166,16	<b>36,22</b>	58,72	226,07	<b>118,32</b>	17,69	120,69	<b>34,08</b>	16,84	41,02	<b>31,27</b>
Centrul Orașului	10	23,59	56,29	<b>31,53</b>	47,34	154,13	<b>85,82</b>	14,05	32,99	<b>24,49</b>	26,29	41,14	<b>34,41</b>
Artere stradele	11	24,12	37,03	<b>31,39</b>	48,09	156,76	<b>89,84</b>	16,31	54,6	<b>27,24</b>	19,92	39,57	<b>31,31</b>
Terenuri arabile	6	19,92	39,57	<b>31,31</b>	58,02	129,02	<b>75,34</b>	14,45	24,45	<b>19,78</b>	26,72	53,19	<b>36,27</b>
Spații verzi	28	20,45	46,94	<b>28,98</b>	48,98	962,89	<b>112,31</b>	16,91	97,45	<b>26,62</b>	16,71	51,09	<b>35,46</b>
Unități de învățământ	6	20,12	37,03	<b>31,39</b>	48,09	156,76	<b>89,84</b>	16,30	54,60	<b>27,24</b>	19,92	39,57	<b>31,31</b>
<b>CMA</b>		<b>25</b>			<b>68</b>			<b>20</b>			<b>45</b>		

Zona rezidențială este caracterizată de absența întreprinderilor sau de existența acestora într-un număr redus, prezența spațiului verde public și particular.

Conținuturile de Cu, Zn și Pb în zona rezidențială arată o depășire semnificativă a CMA datorată prezenței unor unități industriale amplasate în aria zonei rezidențiale dar și prezența mai multor surse de poluare în zona de locuire a populație. Transportul auto fiind sursa principală de emisii la fel și prezența deșeurilor menajere depozitate neadecvat contribuie la creșterea acestor conținuturi. Maximele determinate pentru Cu, Zn și Pb (166,16 ppm, 226,07 ppm și 120,69 ppm) în zona rezidențială comparativ cu celelalte zone funcționale ale orașului sunt cele mai ridicate, explicată de suprapunerea dintre zona industrială și zona rezidențială în partea estică a orașului. Conținuturile medii ale Cu, Zn și Pb (36,22 ppm, 118,32 ppm și 34,08 ppm) depășesc limita admisibilă în soluri în zona rezidențială.



Spațiile verzi și parcurile sunt amplasate preponderent în partea de nord și vest a orașului, iar scuarile persistă în toate sectoarele orașului: Ciocana (39,2 ha), Centru (27,7 ha), Botanica (21,9 ha), Râșcani (17,9 ha) și Buiucani (4 ha).

Spațiile verzi (scuare, parcuri, pădure-parc) din interiorul orașului sunt accesibile locuitorilor capitalei, fiecărui locuitor îi revine circa 31,5 m<sup>2</sup> din acestea ceea ce se înscrie în norma generală de 20-50 m<sup>2</sup>/locuitor. Zonele verzi ale orașului sunt folosite ca zone de agrement de populație. Pe teritoriul orașului sunt amplasate patru arii naturale protejate de stat, dintre acestea au fost analizate în conformitate cu amplasarea punctului de prelevare Grădina Botanică (o probă) și Grădina Dendrologică (două probe).

Conținuturile Cu, Zn, Pb și Ni comparativ cu celelalte zone funcționale este mai mic pentru toate metalele analizate. Excețând valoarea maximă a Zn 962,89 determinată în preajma unei surse de poluare cu deșeuri menajere amplasată în Parcul Schinoasa intrare din str. Porumbiței. Media calculată pentru Zn (112,31 ppm) trebuie utilizată cu precauție dată de comparația de valoarea minimă (48,98 ppm) și maximă (962,89 ppm) a probelor analizate (Fig. 7).

Centrul orașului (centrul istoric sau orașul vechi) constituie în proporție de 89,8% case de locuit sau vile urbane, biserici vechi, monumente de arhitectură, edificii de cultură, edificii administrative, muzee, săli de concerte, parcuri și scuaruri.

Conținuturile metalelor analizate în acest studiu pe 10 probe de sol din zona centrală a orașului arată o creștere a conținuturilor de Cu, Zn și Pb comparativ cu zonele funcționale descrise mai sus valorile elementelor analizate arată o ușoară scădere față de zona industrială și rezidențială dar conținutul mediu calculat arată o situație similară de depășire a CMA pentru Cu, Zn și Pb (31,53, 85,82 și 24,49 ppm).

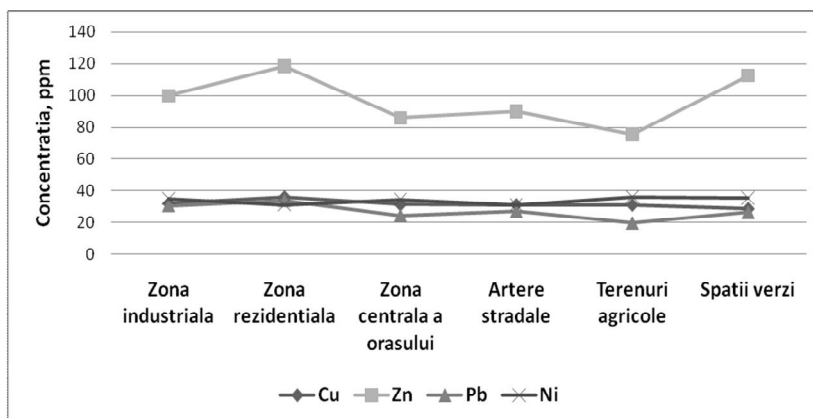


Fig. 7. Conținuturile metalelor grele în funcție de zonele funcționale ale orașului Chișinău

Alte zone funcționale analizate în aria orașului (22 probe), determinate conform punctelor de prelevare au fost amplasate lângă arterele stradale, unități de învățământ și terenuri agricole de la periferia orașului. Analiza conținuturilor este similară celorlalte zone funcționale ale orașului, păstrându-se aceeași tendință de depășire a CMA pentru toate conținuturile medii ale elementelor analizate (Fig. 7).

## Concluzii

În orașul Chișinău cercetări geochimice ale solurilor în aria urbană au fost realizate în ultimul deceniu al secolului trecut [6,12]. Datorită schimbărilor de natură socio-economică care au avut loc în perioada de tranziție prin scăderea activităților industriale și creșterea activităților comerciale a devenit importantă cunoașterea caracteristicilor geochimice și starea solurilor la etapa actuală în perimetrul orașului Chișinău. În prezent se observă o reorientare a activităților economice, în special în ceea ce privește zonele industriale [13, 14]. În această ordine de idei, rețeaua de probare pe solurile urbane a cuprins toată aria orașului Chișinău.

Conținuturile medii ale metalelor grele Zn, Cu, Pb calculate pe 120 probe de sol depășesc conținutul de fond al formelor totale ale metalelor grele sau Concentrația Maximă Admisibilă (CMA) în aria orașului Chișinău ceea ce indică că în oraș prezența surselor de poluare afectează starea solurilor urbane.

Hărțile de distribuție geochimică a Zn, Cu și Pb au scos în evidență prezența anomaliilor geochimice generate de emisiile poluante, direcția vânturilor, forma reliefului și amplasarea spațiilor verzi.

Influența spațială a zonelor funcționale asupra conținuturilor elementelor analizate este semnificativă. Conținuturile medii ale Cu, Zn, Pb și Ni organizate în funcție de zona de funcționare unde s-a găsit punctul de prelevare au scos în evidență depășirea CMA în zonele rezidențiale, industriale, centru orașului și alte zone analizate. Conținuturile medii ridicate de Cu, Zn și Pb în zona rezidențială au arătat o depășire semnificativă a CMA datorată prezenței unor unități industriale amplasate în aria zonei rezidențiale dar și prezența mai multor surse de poluare în zona de locuire a populație.

## Bibliografie

1. Apostoae L., Iancu O.G., Buzgar N., Preliminary data concerning the contents of heavy metals from the soils of the periurban area of Iasi Municipality, *Analele Științifice ale Universității "Al. I. Cuza", Iași, Geologie, Tomul LIII, 2007, p. 15-32.*
2. Anuar, Starea calității solului pentru teritoriul Republicii Moldova în anul 2007, Direcția Monitoring al calității mediului, Serviciul Hidrometeorologic de Stat, 2008.
3. Anuar, Starea calității solului pentru teritoriul Republicii Moldova în anul 2009, Direcția Monitoring al calității mediului, Serviciul Hidrometeorologic de Stat, 2010.
4. Cerbari V., Monitoringul calității solurilor Republicii Moldova (baza de date, concluzii, prognoze, recomandări). Ed. Pontos, 2010, p.8-475.
5. Chișinău în cifre, anuar statistic 2010, Biroul Național de Statistică al Republicii Moldova, Direcția Generală pentru Statistică a Municipiului Chișinău, 2011.
6. Constantinova T., Chișinău: probleme ecologo-geografice. Ed. Știința, p. 4-191.
7. Demetriades A., Birke M., Locutura J., et al., Urban geochemical studies in Europe, *Bulletin of the Geological Society of Greece, XLIII, N5, 2010, 2338-2349.*
8. Iancu O.G., Buzgar N., Atlasul Geochimic al Metalelor Grele din solurile municipiului Iași și împrejurimi, Ed. Universității „Al. I. Cuza”, Iași, România, 2008, p. 19-26.
9. Johnson C. C., Ander E. E., Urban geochemical mapping studies: how and why we do them. *Environmental Geochemistry and Health, Volume: 30, Issue 6, 2008, p.511-530.*
10. Kabata-Pendias Alina, Mukherjee A., Trace elements in Soils and Plants, Ed. CRC Press, Boca Raton London, New York Washington D. C., 2001, p. 1-103.

11. Lăcătușu R., Lungu M., Teodorescu S. et al., Heavy metals abundance in the soils of the Pantelimon – Brănești area, Ilfov country: Iron, Manganese, Nickel, Lead, Zinc, Present Environment and Sustainable Development, VOL. 5, no. 2, 2011, p. 195-208.
12. Mârlean N., Atlasul geochimic al orașului Chișinău. Ed. Știința, 1992, p. 4-113.
13. Planul Urbanistic General al Municipiului Chișinău, INCP Urbanproiect, IHS Romania SRL, Business Consulting Institute, I.U. BelNIIGradostroitelstva, 2004.
14. Planul de Amenajare a Teritoriului Municipiului Chișinău, Etapa a-II-a, Strategia de dezvoltare teritorială, INCP Urbanproiect, IHS Romania SRL, Business Consulting Institute, I.U. BelNIIGradostroitelstva, 2006.
15. Puțunică A. (2001), Mezo și Microclima orașului Chișinău și împrejurimile sale, Ed. Pontos, Chișinău.
16. Wong S.C.Coby, Li Xiangdong, Thronton I., Urban environmental geochemistry of trace metals, Environmental Pollution, Volume 142, Issue 1, 2005, p. 1-16
17. Мырлян Н. Ф., Геохимия агроландшафтов Молдавии, Кишинев «Штиинца», 1989, с. 3-74.
18. Перельман А. И., (1975) Геохимия ландшафта (Издание второе, переработанное и дополненное), Москва, 1975, с. 3-338.

*Primit la redacție – 15 mai 2012*

CZU 556.3(4-15)

*Moraru C.*

## **History and dynamic of ground water usage in the Republic of Moldova**

### **Abstract**

*This paper deals with the basics of ground water usage in the Republic of Moldova. A short description, based on the archived data is developed around the nature of ground water fluctuation in time, relation between dynamic of ground water abstraction and ground water quality.*

### **Rezumat**

*Articolul conține date generalizate referitoare la folosirea apelor subterane în Republica Moldova. O descriere succintă, în baza datelor de arhivă, este dedicată variațiilor niveluri apei în timp, relației între dinamica exploatării și calității apelor subterane*

### **Резюме**

*Приведены результаты анализа использования подземных вод в Республике Молдова. На основе архивных данных дана краткая характеристика вариации уровней воды во времени, связи между водопользованием и качеством подземных вод.*

### **Introduction**

Ground water in the Republic of Moldova has a long history of usage as drinking and technical water. In rural areas they predominate (approximately 95 % of application) and in the urban territories water supply consists not more that 45 %. Over the last 100 years numerous investigators have contributed to the basic knowledge with respect to the Moldavian aquifer systems. A summary of previous studies, mainly limited to hydrogeology and ground water potential, is given by [2,3,5,6,7].

The aim of this short investigation was to examine history and dynamic of ground water usage in the Republic of Moldova on the basis of retrospective and present hydrogeological data.

### **Methods**

Hydrogeological data (water levels, well debit, etc) were collected from geological archives, scientific reports, articles and directly during field survey. A considerable part of information was used from the data base of the Laboratory of Hydrogeology, Institute of Geology and Seismology, Academy of Sciences of Moldova. Initial hydrogeological data were checked for accuracy and geographical reference. SPSS-10 and Excel-2003 software are used for graphical and statistical analyses.

### **Results and discussions**

Some data used for the development of final results was described by authors [1,4]. Variations of groundwater levels in time appear to be without much regularity. The variations of groundwater levels in the deep aquifers do not show a direct relation to variations in precipitation. Even in wells of shallow aquifers deeper than a few meters, the

seasonal fluctuations may have been smoothed out because of the very low hydraulic conductivity of the upper layers. Representative relationship between ground water level and atmospheric precipitation are shown in the fig. 1.

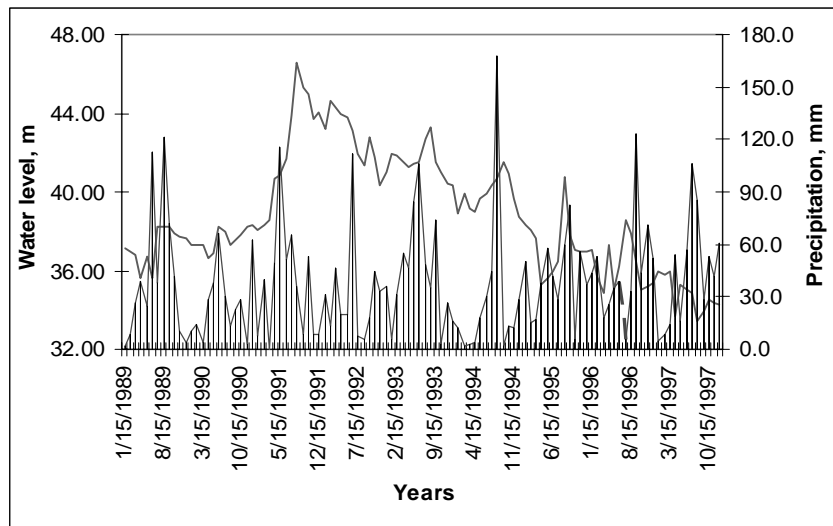


Fig.1. Evolution of ground water level and atmospheric precipitation (drop lines are precipitation, mm and above line are ground water level, absolute values, m).

The situation of groundwater abstraction in Moldova has been quite complicated and is becoming increasingly obscure in recent time. The developments in the past can be relatively well reconstructed but that is not true for the present time. According to verbal information the regulations with respect to licenses for installation of water supply wells and the obligation to provide sufficient information, which were respected in the past, are now increasingly being violated. Information on the location and technical data of the larger well fields for water supply has been documented well. This also applies to most single deep wells for water abstraction installed before 1990. However, during the last 20 years many wells are being drilled without proper permission and the abstraction rates are unknown. This may become a problem for future water management, because the total production of these well cannot be neglected. Rough estimates show that the large numbers of these wells may withdraw much more water than the few major well fields. Water abstraction rate or debit is functionally dependent on water level decreasing in time or withdrawals (fig.2).

Dynamic of ground water abstraction analysis in Moldova clearly indicates that water consumption in the last 20 years is drastically reduced (fig.3) [3]. The same situation is characteristic for surface water abstraction too. This is because in Moldova economy was transformed from state to private form and many water consuming industrial objects were destroyed.

The relation between the production of larger well fields for water supply and the hydraulic heads in their surroundings was also analyzed. There only little relevant data regarding the water levels in and near the well fields, because of lack of monitoring wells. Water levels are occasionally (once a year or less frequently) collected from production wells after they have been stopped. This practice provided hard evidence of the relation between the depth of the depression cone and the production of the well field. However, it does provide only vague information about the development and size of the depression cone, which is a

problem for applied hydrogeology and hydrogeological numerical modeling. At present depression cones are slowly recovered due to essential reduction of ground water extraction and water level rising. Direct data about this process are absent because no information from production well fields.

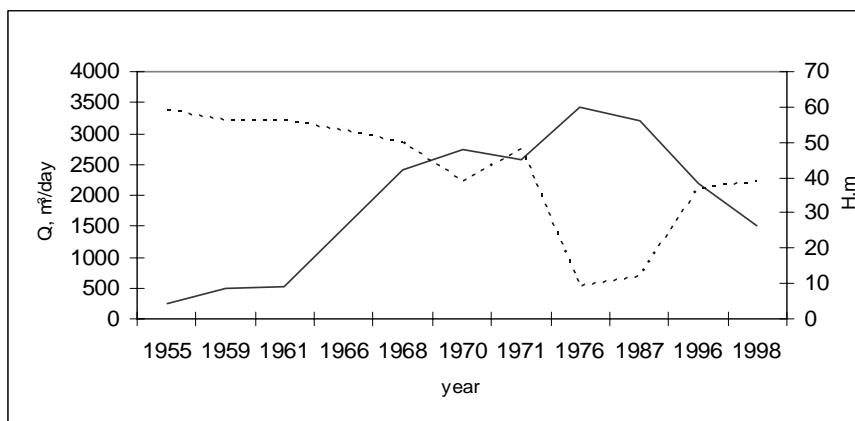


Fig. 2. Relationship of debit (Q) and water drawdown (H) in the deep well (dot line is H, m and firm line is Q, m<sup>3</sup>/day).

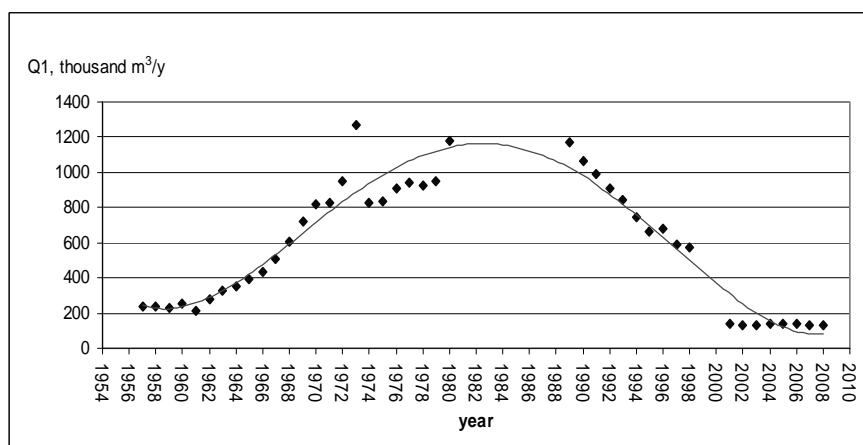


Fig.3. Dynamic of ground water abstraction in Moldova.

Drinking water in the rural areas is mainly fetched from dug wells. These dug wells are tapping the Upper Neogen and Quaternary formations consisting of sedimentary rocks with high contents of clays and carbonate. Groundwater tables are reached mostly within 10 m and the wells rarely become dry. Practically every house has its own dug wells in the yard with a diameter ranging from 1 to 2m. Apart from the numerous dug wells, deep wells can also be found recognizable by the typical steel water towers. However, most of the deep wells are out of order nowadays. Number of such well (abandoned) are only hypothetically known.

Geochemical investigations and many field observations have revealed that considerable parts of the shallow aquifers in the rural areas of Moldova suffer from very high levels of nitrate, sulfate, chloride, selenium and total dissolved solids (TDS), etc. This contamination is caused to a large extent by the typical sources of domestic pollution such as manure heaps, household latrines on the farmyards, sewage from pigsties and poultry houses,

household sewage, excessive use of fertilizers, etc. High TDS values countered the shape of villages and other man made territories [4].

The groundwater quality of the deep wells differs strongly from that of shallow groundwater. The most striking difference is the much lower hardness, the higher pH and the total absence of NO<sub>3</sub>. Hardness, measured by test strips, is usually much lower than 7 German degrees. This is typical for deep groundwater with residence times in the deep aquifers. The groundwater is anoxic implying that all the NO<sub>3</sub> has totally been reduced. Due to the long residence times of many thousand of years, this deep groundwater has exchanged the Ca and Mg ions for Na from the marine Miocene clayey sediments. Sodium ions are adsorbed to the clay minerals in the marine Miocene sediments. When flushed with Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> types of groundwater, the Ca and Mg become adsorbed and Na is expelled from the clay minerals into the groundwater. This is well known as cation-exchange when marine sediments are flushed with fresh groundwater. This hydrogeochemical process yields the common Na-HCO<sub>3</sub> or Na-Cl types of deep groundwater and the higher pH values of about 8. The long travel times of the deep groundwater in the Miocene sediments have also resulted in higher Cl contents [1].

### Conclusions

After the investigation was carried out the following conclusions can be outline:

- 1) Ground water level variation is not functionally dependent from atmospheric precipitation amount. Statistical trend of this dependence is finding only in the interval of ground water level between 0 – 3,0 m from land surface.
- 2) Water abstraction caused simultaneous level drawdown in the deep wells and surrounding territories.
- 3) Ground water quality depends of the position of an aquifer in the cross-section and man activity. This is well characteristic for shallow aquifers or unconfined.
- 4) At present ground water abstraction in Moldova is highly reduced and it is practically at the level of 1960 period of time. This volume of water consists approximately 200 000 thousand m<sup>3</sup>/year.

### References

1. Jousma, G., Kloosterman, F., Moraru C., and al., 2000. Groundwater and land use. Report of the TACIS Prut water management project, 2000.
2. Moraru C., Anderson J. A comparative assessment of the ground water quality of the Republic of Moldova and the Memphis, TN area of the United States of America. Chisinau: Elena V.I., 2005.
3. Moraru C.E. Gidrogeohimia podzemnyh vod zony aktivnogo vodoobmena krainego Iugo-Zapada Vostocno – Evropeiskoi platformy. Chisinau: Elena V.I., 2009.
4. Moraru C., Budesteanu S., Jousma G., 2005. Typical shallow groundwater geochemistry in the Republic of Moldova (pilot study). Buletinul Institutului de Geofizica si Geologie al Academiei de Stiinta a Moldovei, 2005,nr. 1.
5. Vzuzndaev S.T. Podzemnye vody. Geologia SSSR, t.45, 1969.
6. Zelenin I.V. Estestvenyie resursy podzemnyh vod Moldavii. Chisinau: Stiinta, 1972.
7. Zelenin I.V. Otsenka parametrov filtratsii bodonosnyh sloev s primeneniem metodov matematicheskoi statistiki. Chisinau: Stiinta, 1976.

*Primit la redacție – 6 iulie 2012*

УДК:556.56(478.9)

Арнаут Н.А., Мельничук О.Н.\*

## Состояние водопотребления в Республике Молдова

### Abstract

*In this scientific report the results of the analysis and assessment of water consumption in the Republic of Moldova are presented for the various possible scenarios of economic development. The calculation data of different probabilities available water resources and coefficients of using these resources are carried for different territorial and basin areas in the region. The brief analysis of water use changes is presented. The calculations of the water consumption increase based on three scenarios of economic development for industrial -municipal and agricultural water supply have been executed for the short term (until 2015). These results provide a basis for conclusion about positive prospects for successful economic development of Moldova considering of available water resources.*

### Rezumat

*În acest raport științific se prezintă rezultatele analizei și evaluării consumului de apă în Republica Moldova, fiind studiate scenariile posibile pentru dezvoltarea economică. S-au prezentat datele referitoare la resursele disponibile de apă și coeficienții de folosire ale acestor resurse pentru utilizarea lor în diferite zone și raioane teritoriale. A fost prezentată o scurtă analiză a evoluției utilizării apei. De asemenea, s-a efectuat calcule pentru estimarea creșterii consumului de apă pe termen scurt (până în 2015), bazat pe trei scenarii de dezvoltare economică pentru alimentarea cu ape industriale și agricole. Conform acestor rezultate putem concluziona că dezvoltarea economică a Republicii Moldova are perspective pozitive luând în considerație resurselor de apă potabilă de care dispune.*

### Резюме

*В научном сообщении представлены результаты анализа и оценки состояния водопотребления в Республике Молдова при различных возможных сценариях экономического развития. Приведены данные расчетов располагаемых водных ресурсов различной обеспеченности и коэффициенты использования этих ресурсов для разных территориально-бассейновых районов региона. Дан краткий анализ изменения общего водопотребления во времени. Выполнены расчеты увеличения объемов водопотребления на ближайшую перспективу (до 2015 г) с учетом трех сценариев развития экономики для промышленно-коммунального и сельскохозяйственного водоснабжения. Полученные результаты дают основания для вывода о позитивных перспективах успешного развития экономики Молдовы при располагаемых водных ресурсах.*

Количественной оценкой водопотребления является отношение суммарных величин использования воды (включающие потери на испарение и транспортировку) и располагаемых водных ресурсов рек. Это соотношение зависит от многих природных и экономических факторов. Для условий Молдовы,

---

\* Институт Экологии и Географии



обладающей ограниченными водными ресурсами, анализ водопотребления имеет важное значение. В таблице 1 представлены данные о располагаемых водных ресурсах и их использовании для основных рек Молдовы.

Таблица 1

Располагаемые водные ресурсы рек и коэффициенты их использования на современном уровне (ГБР-территориально-бассейновый район)

Бассейны рек ГБР	Водные ресурсы при обеспеченностях (млн. м <sup>3</sup> )				Коэффициенты использования при обеспеченностях			
	25%	50%	75%	95%	25%	50%	75%	95%
Днестровский	8865	6455	4457	2170	0.02	0.04	0.06	0.12
Дунайский	2935	2198	1624	966	0.01	0.01	0.02	0.04
Всего по РМ	11800	8653	6081	3136	0.02	0.03	0.05	0.09

Максимальный уровень использования воды наблюдался в 1990 году (в период существования СССР). В дальнейшем, в связи с ухудшением экономической ситуации в Молдове, начался значительный экономический спад в различных отраслях водного хозяйства, приведший к резкому снижению водопотребления (рис.1).



Рис.1. Динамика изменения общего водопотребления в Молдове.

Если в 1990 г., когда наблюдался пик развития экономики, общее годовое потребление воды составляло 1507 млн. м<sup>3</sup>, то в 2004 г. (на современном уровне) оно сократилось почти в два раза - до 795 млн. м<sup>3</sup>. Такое снижение использования воды произошло в основном за счет уменьшения ирригационного водопотребления, сократившегося примерно в 16 раз. В настоящее время наблюдается некоторая стабилизация этого процесса. Уровень современного водопотребления водных ресурсов р.Днестр в средний по водности год составляет 3%, в многоводный и маловодный периоды соответственно 2% и 12%. Водные ресурсы р.Прут используются значительно меньше. По малым рекам коэффициент современного использования располагаемых водных ресурсов различен, и в средний по

водности год колеблется от 0,12 до 0,82. В перспективе коэффициент использования водных ресурсов Днестра и Прута возрастет почти в два раза (по третьему сценарию развития экономики, таблицы 2-3).

Таблица 2  
Современные и перспективные величины (в млн. м<sup>3</sup>) водопотребления в промышленно-коммунальном водоснабжении

Бассейны рек, ТБР	Современные	Перспективные по сценариям развития		
		Пессимистическому (ежегодный рост 1%)	Реалистическому (ежегодный рост 5%)	Оптимистическому (ежегодный рост 10%)
Водопотребление				
Днестровский	695	766	1042	1392
Дунайский	7.0	7.7	10.5	14.0
Всего по РМ	702	774	1052	1406

Таблица 3  
Современное и перспективное водопотребление в сельскохозяйственном водоснабжении (млн. м<sup>3</sup>)

Бассейны рек, ТБР	Современные	Перспективные по сценариям развития		
		Пессимистическому (ежегодный рост 1%)	Реалистическому (ежегодный рост 5%)	Оптимистическому (ежегодный рост 10%)
Водопотребление				
Днестровский	25.5	28.2	38.3	50.6
Дунайский	10.0	11.0	14.9	20.0
Всего по РМ	35.5	39.2	53.2	70.6

Заметно увеличится использование ресурсов малых рек. По Днестровскому ТБР на современном уровне степень использования водных ресурсов составляет 4%, по Дунайскому - 1%. В целом по республике - 3%. По перспективному оптимистическому сценарию коэффициент использования вод Днестра в среднем может составить 0.06, Прута - 0.01. Степень использования водных ресурсов малых рек будет довольно значительной. При этом будет наблюдаться сокращение экологических водных ресурсов этих рек, предназначенных для охраны вод.

В перспективе по Днестровскому ТБР в средний по водности год степень использования водных ресурсов может составить 6%, в маловодном году -10%. По Дунайскому региону - соответственно 2 и 3%.

В целом, Республика Молдова имеет хорошие перспективы успешного развития экономики в пределах располагаемых водных ресурсов.

*Primit la redacție – 6 iulie 2012*

CZU 550.422 (478.9)

Zvezdenco A., Moraru C.

## **Particularitățile distribuției cantității totale de săruri în zona de aerare (caz studiat, centru al R. Moldova)**

### **Abstract**

*On the example of aeration zone from the central part of Moldova, peculiarities of the total quantity of salts (TDS) were studied using the parameter of electroconductivity. Conclusions revealed that character of the statistical distribution of salts (mineralization) is an indicator of the natural geochemical renewal.*

### **Rezumat**

*Folosind ca exemplu zona de aerare din centrul R. Moldova, au fost studiate particularitățile distribuției cantității totale de săruri folosind parametrul conductivității electrice. În concluzii se arată că caracterul distribuției statistice a sărurilor (mineralizării) este un indicator al regenerării geochimice naturale.*

### **Резюме**

*На примере зоны аэрации в центральной части Молдовы, были изучены особенности распределения общего количества солей, с помощью параметра электропроводности. Полученные данные позволяют обосновать, что характер статистического распределения солей (минерализации) является показателем естественного геохимического возобновления изученной среды.*

### **Introducere**

Studiul geochimiei zonei de aerare (interval de adâncime până la nivelul apelor freatice) este actual și are un caracter aplicativ. Zona respectivă prezintă mediul de tranziție geochimică între suprafața terestră și primul acvifer, care, ca regulă, este de tip freatic. Un parametru integral al condițiilor geochimice este cantitatea totală de săruri sau mineralizarea rocilor. Cea mai informativă metodologie de cercetare a mineralizării, în acest caz, este studiul soluțiilor apa-rocă, care virtual prezintă modelul de interacțiune a precipitațiilor atmosferice (la infiltrare) și mediul zonei de aerare. În așa condiții, se consideră că solurile naturale ușor solubile, în apă, disociază în ioni simpli ( $\text{CaCl}_2 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Cl}^-$ ,  $\text{NaCl} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$ , etc.).

În domeniul geochimiei zonei de aerare există un spectru larg de publicații științifice [3, 4, 5]. Tot odată trebuie de menționat faptul, că studiile referitoare la particularitățile distribuției mineralizării, aparte în zona de aerare, sunt puține la număr. În acest context, rezultatele obținute în cadrul acestui articol vor completa cunoștințele geochimiei rocilor nesaturate cu apă pentru teritoriul R. Moldova. Un aspect inovativ este determinarea valorii mineralizării soluțiilor apa-rocă prin intermediul conductivității electrice. De asemenea, rezultatele adaugă lumină în problema formării componenții chimice a apelor subterane (freatice) sub influența proceselor geochimice în zona de aerare.

### Amplasarea geografică a profilelor și prelevarea probelor din zona de aerare

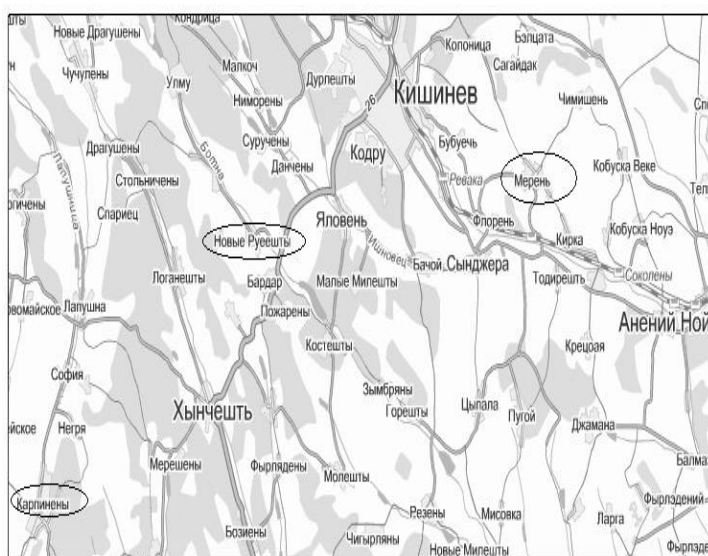
Conform condițiilor geologice și geochimice a ariei de studiu, au fost selectate 13 terenuri reprezentative, în perimetrul cărora au fost amplasate 13 sonde-profile verticale, din care au fost preluate 195 de probe de sol și rocă. Din punct de vedere geografic terenurile sunt aferente satelor Ruseștii Noi, Mereni și Cărpineni (R. Moldova)

Satul Ruseștii-Noi (r-nul Ialoveni) este o localitate în situață la latitudinea 46°92' longitudinea 28°65'. Această localitate se află la o distanță de 10 km de orașul Ialoveni. Lângă intrarea în s. Ruseștii-Noi au fost forate 4 sonde-profile (fig. 1.). Distanța intervalului de prelevare a probelor diferă de adâncime: până la adâncimea de un metru, intervalul de prelevare a probelor constituie 15,0 cm; la adâncimea 1,0-2,0 m intervalul de prelevare este de 20 cm; iar la adâncimea mai mare de 2,0 m, intervalul de prelevare este de 30,0 cm.

Adâncimea maximă, la care au fost forate sondele, nu întrece 3,0 m.

Următoarele 3 profile au fost forate în localitatea Mereni (r-nul Anenii Noi), situată la latitudinea 46°96' longitudinea 29°05', la o distanță de 22 km față de Chișinău. Adâncimea maximă a profilelor atinge 4,50 m. Intervalele de prelevare a probelor se păstrează aceleași ca și pentru s. Ruseștii-Noi.

Ultimele 7 profile au fost forate în s. Cărpineni (r-nul Hîncești), situat la latitudinea 46°75' longitudinea 28°35', la o distanță de 62 km de mun. Chișinău. Adâncimea maximă a acestor profile este de 2,80 m. Intervalele de prelevare a probelor coincid cu teritoriile precedente.



LEGENDA

○ - Locul prelevării probelor

Fig. 1. Amplasarea geografică a profilelor.

Fiecare probă de sol/rocă a fost plasată în sacoșe de polietilenă, pe care s-a marcat numărul profilului-sondă și intervalul de prelevare.

### Metodologia de cercetare și prelucrare a datelor

În condiții de laborator, probele de sol/rocă recoltate de pe teren se distribuie în pachete de hârtie sau saci de bumbac cu notificarea corespunzătoare pentru fiecare probă. Acestea se usucă în aer liber la temperatura camerei, până devin fărămicioase.

Până a fi prelucrate probele uscate sunt verificate, înlăturându-se rămășițele de rădăcini și alte corpuri străine. Ulterior, probele sunt mărunțite cu ajutorul mojarului și a pistilului, apoi cernute prin sită cu diametrul cca 1,0 mm. Materialul cernut a fost plasat în pachete confecționate din hârtie kraft. Fiecare pachet a fost cântărit și pe fiecare probă s-a marcat numărul profilului și intervalul de prelevare (în m).

Soluțiile de apa-rocă propriu-zise au fost pregătite după metoda descrisă de E. V. Arinușkina [2], care include următoarele etape:

a. materialul cernut se distribuie uniform pe o hârtie curată într-un strat de ~ 0,5 mm. În scopul omogenizării, proba se împarte în mai multe pătrate mici și se recoltează cantitatea necesară de material din fiecare pătrat.

b. pentru pregătirea extractului lichid, se cântărește (cântarul tehnic BJKT-500 г – M) 30,0 g de sol/rocă uscat (luând în calcul și cantitatea apei higroscopice). Eroarea cântarului constituie ±20,0 mg.

c. proba de sol/rocă cântărită se trece într-un balon de sticlă cu volumul de 500,0-1000,0 ml, se adaugă o cantitate de 5 ori mai mare de apă distilată (150,0 ml) și se agită timp de 3 minute.

d. conținutul din balonul de sticlă se filtrează prin hârtie de filtru, fixată în pâlnie cu diametrul de 15,0-20,0 cm, neajungând cu 0,5-1,0 cm până la marginea pâlniei. Filtratul este colectat în vase separate și este gata pentru efectuarea analizelor chimice.

Conductivitatea electrică (EC) a soluțiilor apă-rocă, a fost înregistrată cu aparat tip MULTILINE (Germania, 2002). Acesta are următoarele caracteristici tehnice: dimensiunile 172,0/80,0/37,0 mm, greutatea cca 0,3 kg, temperatura de funcționare cuprinsă între (-10,0)°C și 55,0°C, condiții de păstrare la temperatura de la (-25,0)°C până la 65,0°C, și la o umiditate relativă a aerului de 80,0-90%. Diapazonul de măsurare este de la 0,0 la 500,0 mS/cm și structurat în 4 subdiapazoane.

### Rezultate și Discuții

Pentru calibrarea aparatului s-a folosit 6 soluții standarde de clorură de natriu (NaCl) cu concentrația de la 0,2 g/l până la 1,0 g/l (tab.1). În fiecare din aceste soluții a fost măsurat EC.

Datele obținute în urma măsurării EC s-au prelucrat cu ajutorul softului Microsoft Excel 2003. Datele măsurărilor soluțiilor standard sunt prezentate în fig.2 și tabelul1. Valoarea mineralizării soluțiilor a fost calculată cu formula funcției liniare (fig.2).

Tabelul 1

Valoarea mineralizării pentru conductometrul MULTILINE

Nr. probei	Aparat Multiline				
	Conductivitatea	Mineralizarea standard	Mineralizarea calculată	Diferența	Diferența
	μS/cm	g/l	g/l	g/l	%
1	449	0,20	0,24	0,0	-21,1
2	868	0,40	0,48	-0,1	-19,8
3	1087	0,50	0,61	-0,1	-21,7
4	1294	0,60	0,73	-0,1	-21,0
5	1711	0,80	0,97	-0,2	-21,1
6	2110	1,00	1,20	-0,2	-19,8

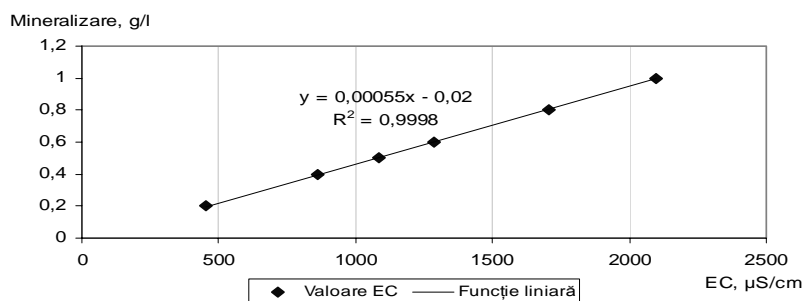


Fig.2. Dependența conductivității de mineralizare pentru conductometrul MULTILINE

Datele reprezentative pentru 3 sonde sunt expuse în tabelul2. Profilul 3 este situat în cadrul teritoriului s. Ruseștii-Noi, profilul 6 reprezintă teritoriului s .Mereni, iar profilul 10 – teritoriului s. Cărpineni.

Tabelul 2

## Datele selectate a EC și mineralizării soluțiilor apă-rocă

Profilul	Nr. Probei	Adâncimea, m	EC, $\mu\text{S}/\text{cm}$	Min. $\text{mg}/\text{l}$	Min.- $\text{Cum.}^*, \text{mg}/\text{l}$
3	1	0-15	135	41,5	41,5
3	2	15-30	134	41	83
3	3	30-45	146	47	130
3	4	45-60	171	59,5	189,5
3	5	60-75	157	52,5	242
3	6	75-90	161	54,5	296,5
3	7	90-105	235	91,5	388
3	8	105-125	183	65,5	453,5
3	9	125-145	208	78	531,5
3	10	145-165	246	97	628,5
3	11	165-185	256	102	730,5
3	12	185-205	248	98	828,5
3	13	205-230	239	93,5	922
3	14	230-260	225	86,5	1008,5
6	1	0-15	113	30,5	30,5
6	2	15-30	121	34,5	65
6	3	30-45	112	30	95
6	4	45-60	116	32	127
6	5	60-75	120	34	161
6	6	75-90	169	58,5	219,5
6	7	90-105	163	55,5	275
6	8	105-120	105	26,5	301,5
6	9	120-140	173	60,5	362
6	10	140-160	189	68,5	430,5
6	11	160-180	219	83,5	514
6	12	180-200	239	93,5	607,5
6	13	200-220	320	134	741,5
6	14	220-240	356	152	893,5
6	15	240-260	376	162	1055,5
6	16	260-280	344	146	1201,5
6	17	280-300	367	157,5	1359
6	18	300-330	331	139,5	1498,5
6	19	330-360	290	119	1617,5
6	20	360-390	350	149	1766,5
6	21	390-420	253	100,5	1867
6	22	420-450	241	94,5	1961,5
10	1	0-15	112	30	30
10	2	15-30	110	29	59
10	3	30-45	115	31,5	90,5
10	4	45-60	120	34	124,5
10	5	60-75	87	17,5	142
10	6	75-90	82	15	157
10	7	90-105	88	18	175
10	8	105-120	87	17,5	192,5
10	9	120-140	116	32	224,5
10	10	140-160	125	36,5	261
10	11	160-180	133	40,5	301,5
10	12	180-200	161	54,5	356
10	13	200-220	201	74,5	430,5
10	14	220-240	208	78	508,5
10	15	240-270	199	73,5	582

Remarcă: Min.-  $\text{Cum.}$ - mineralizarea cumulativă a profilelor consecutive (1+2; 1+2+3; etc).

Datele prezente în tab.2 au fost sumarizate în forma grafică (fig.3, 4, 5).

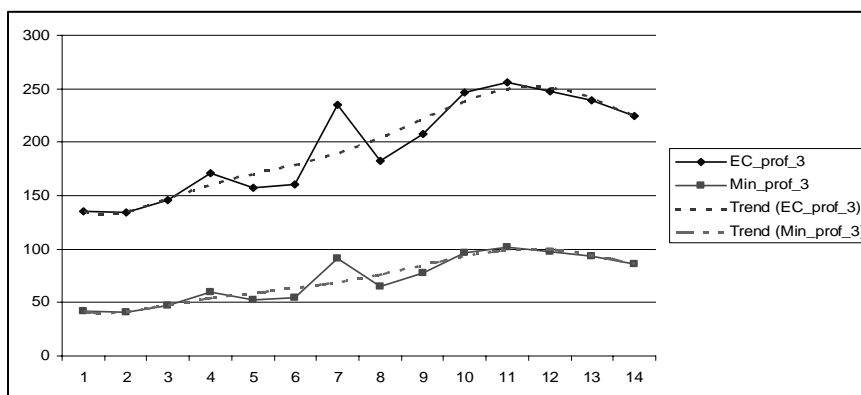


Fig.3. Dependenta EC și mineralizării medii de adâncime pentru profilul 3

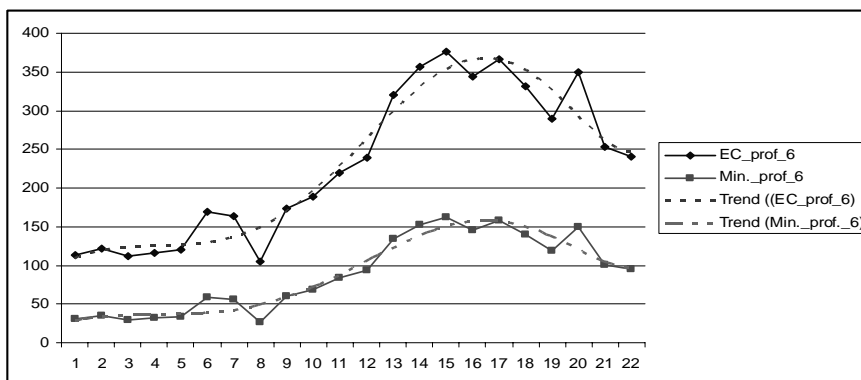


Fig.4. Dependenta EC și mineralizării medii de adâncime pentru profilul 6

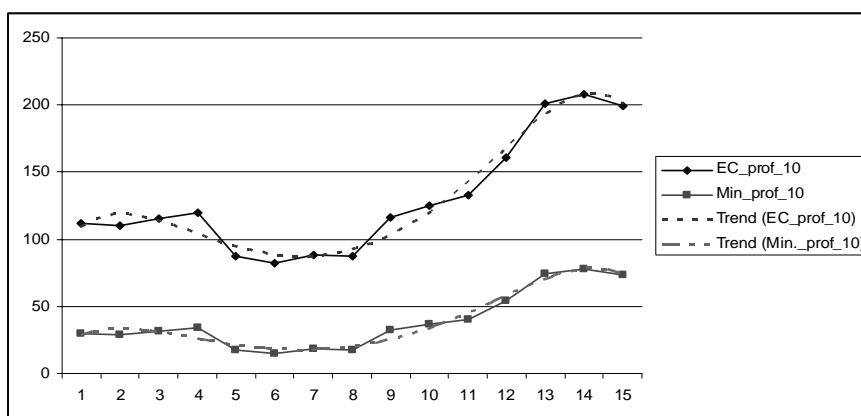


Fig.5. Dependenta EC și mineralizării medii de adâncime pentru profilul 10

Pentru fiecare profil au fost întocmite coloane litologice. În fiecare din ele s-a adăugat o informație suplimentară, care conține valoarea medie a mineralizării soluției apă-rocă pentru intervalul de adâncime respectiv. O coloană litologică reprezentativă este expusă în fig. 6.

Scara	Mineralizarea, mg/l	Intervalul de prelevare a probelor, m	Coloana litologică	Descrierea litologică
0,5	41,5	0,15	~ ~ ~ ~ ~	<b>sol</b>
	41,0	0,30	~ # ~ # ~ # ~	<b>sol cu sol argilo-nisipos</b>
	47,0	0,45	~ ~ ~ ~ ~	
	59,5	0,60	~ ~ ~ ~ ~	<b>sol argilo-nisipos</b>
1,0	52,5	0,75	~ ~ ~ ~ ~	
	54,5	0,90	~ ~ ~ ~ ~	
	91,5	1,05	~ # ~ # ~ # ~	<b>sol cu sol argilo-nisipos</b>
1,5	65,5	1,25	~ P ~ P	<b>Paleosol</b>
	78,0	1,45	P ~ P ~	
	97,0	1,65	~ P ~ P	
	102,0	1,85	~ P ~ P	
2,0	98,0	2,05	~ P • ~ P •	<b>Paleosol cu concrețiuni carbone</b>
	93,5	2,30	~ P ~ ~ P ~	<b>Paleosol cu sol argilo-nisipos</b>
2,5	86,5	2,60	~ ~ ~ ~ ~	<b>Sol argilo-nisipos</b>

Fig. 6. Coloană litologică pentru profilul 3

Analiza detaliată a datelor și informației din tabelul 2, fig. 3,4,5 permite să evidențiem următoarele particularități geochimice.

Între valorile EC și mineralizării există o corelație liniară (coeficientul de corelație (R) constituie 0,9998). Acest fapt a permis calcularea mineralizării soluțiilor folosind parametrul EC. Metodologia acestor calcule este expusă în lucrarea [1].

Pentru toate profilele se observă creșterea valorii mineralizării cu adâncimea poziției rocilor. Această particularitate se evidențiază clar în cazul profilelor 3 (vezi fig.6).

Litologia rocilor nu este predominantă în schimbările mineralizării în dependență de adâncimea profilului. Pentru profilul 3 valorile mineralizării stratului de paleosol constituie maxim 102,0 mg/l (fig.6.). Valorile cumulative ale mineralizării sunt expuse în fig.7.

În tabelul 3. au fost sumarizate valorile mineralizării pentru toate sectoarele.

Tabelul 3

Valorile mineralizării pentru toate sectoarele

Profilul	Localitatea	EC, $\mu$ S/cm	Mineralizarea, mg/l	Min. med. sector, mg/l
1	Ruseștii-Noi, r-nul Hîncești	131,0	39,68	-
2	Ruseștii-Noi, r-nul Hîncești	210,2	79,10	-
3	Ruseștii-Noi, r-nul Hîncești	196,0	72,00	
4	Ruseștii-Noi, r-nul Hîncești	163,0	55,67	61,61
5	Mereni, r-nul aninii-noi	399,0	173,59	-
6	Mereni, r-nul aninii-noi	230,0	89,16	-
7	Mereni, r-nul aninii-noi	293,0	120,38	127,71
8	Cărpineni, r-nul Hîncești	139,0	43,44	
9	Cărpineni, r-nul Hîncești	151,0	49,32	
10	Cărpineni, r-nul Hîncești	130,0	38,80	
11	Cărpineni, r-nul Hîncești	138,0	42,75	
12	Cărpineni, r-nul Hîncești	135,0	41,33	
13	Cărpineni, r-nul Hîncești	160,0	53,81	44,9



Analiza datelor expuse în fig.6. și tab.3. evidențiază următoarele particularități: mineralizarea rocilor zonei de aerare variază de la 38,80 mg/l până la 173,59 mg/l și respective EC de la 130,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  până la 399,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Mineralizarea medie constituie 61,61 mg/l (Ruseștii-Noi), 127,71 mg/l (Mereni), 44,9 mg/l (Cărpineni). Caracterul graficelor cumulative (vezi fig.7) demonstrează clar faptul existenței proceselor geochimice comune de acumulare a sărurilor pentru toate sectoarele studiate. Tipul graficelor cumulative indică, că migrația sărurilor în zona de aerare este dirijată de balanța sistemului infiltrație-evapotranspirație.

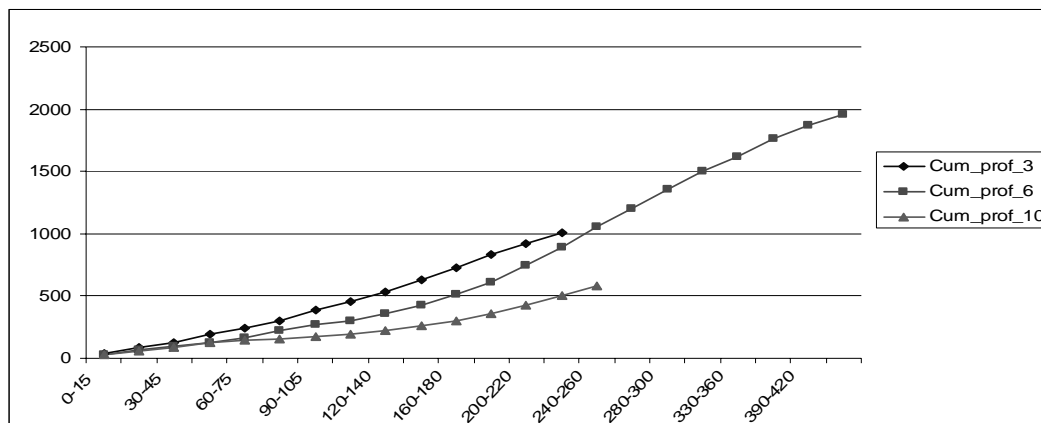


Fig.7. Mineralizarea cumulativă pentru profilele 3,6 și 10

### Concluzii

Pentru acest studiu au fost analizate 13 profile-sonde cu 195 de probe, colectate în intervalul de adâncime 0,0-4,5 m. Mineralizarea soluțiilor apa-rocă a fost estimată folosind parametrul conductivității electrice. Mineralizarea rocilor zonei de aerare este comparativ mică și constituie cca 0,045-0,13 g/l. Teritoriile studiate reprezintă diferite tipuri de peisaje naturale și condiții ecologice. Indiferent de acest fapt, condițiile actuale geochimice ale zonei de aerare, din punct de referință statistic, sunt asemănătoare. Această particularitate este condiționată de lipsa lucrărilor agricole speciale (ameliorare, folosirea îngrășămintelor minerale ș.a.). În perioada sovietică, de exemplu, teritoriul Cărpineni, hidroameliorarea era larg răspândită. În prezent teritoriile studiate sunt folosite în agricultura privată.

Caracterul distribuției sărurilor ușor solubile, profilele zonei de aerare, este un indicator al unei perioade de regenerare geochimică naturală cu vectorul predominant al influenței condițiilor naturale. Calitatea apelor freatice (primele de la suprafața terestră) este influențată puternic de geochimia zonei de aerare. Respectiv, freaticul își regenerează componența chimică și conține ape de tipul hidrocarbonatice și hidrocarbonatice -sulfatice.

### Mulțumiri

Acest studiu a fost îndeplinit în cadrul Programului de Stat „Cercetări științifice și de management ale calității apelor” (cond. acad. Gh. Duca), proiectul 11.832.08.03A. Autorii aduc sincere mulțumiri ing. Olari A., Botnari A., Spatari Gh., Timosencova A., col. șt. Botnaru V., Matveeva E., dr. Arnaut N. – pentru ajutorul acordat în timpul lucrărilor hidrogeologice de teren și de laborator.

### **Bibliografie**

1. Spătari G., Moraru C. Estimarea mineralizării apei utilizând parametrul electroconductibilitatea – Bul. Institutului de geologie și Seismologie, 2012, nr.1.
2. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв.- М: МГУ, 1970.
3. Мырлян Н.Ф., Морару К.Е., Настас Г.И. Эколого-геохимический атлас г.Кишинёва. -Кишинёв: Штиинца, 1982.
4. Мырлян Н.Ф. Геохимия агроландшавтов Молдавии.-Кишинёв:Штиинца, 1989.
5. Морару К.Е. Гидрогеохимия подземных вод зоны активного водообмена крайнего юго-запада восточно-европейской платформы – Кишинёв: Elena V.I., 2009.

*Primit la redacție – 29 iunie 2012*

CZU 550.422 (478.9)

*Spatari G., Moraru C.*

## **Estimarea mineralizării apei utilizând parametrul electroconductibilitatea**

### **Abstract**

*The interrelation between electroconductivity and mineralization of water was investigated. Function of this interrelation has a particular linear character for the interval of concentration 0,0-1,0, 1,0-5,0, 10,0-100,0 g/l. Values of the mineralization parameter were defined on the basis of these functions. The analysis of the prospect in using the method of the recalculation of water mineralization on the basis of electroconductivity was carried out.*

### **Rezumat**

*A fost studiată interdependența dintre electroconductibilitate și valoarea mineralizării apei. Funcția acestei dependențe are un caracter particular liniar pe intervalul 0,0 -1,0; 1,0-5,0; 10,0-100,0 g/l. În baza acestor funcții au fost obținute ecuațiile de recalculare a valorii mineralizării. În final a fost studiată perspectiva utilizării metodei de recalculare a valorii mineralizării având ca bază valoarea EC-ului.*

### **Резюме**

*Взаимосвязь между электропроводностью и минерализацией воды была исследована. Функция этой взаимосвязи имеет частный линейный характер для интервала концентрации 0,0-1,0, 1,0-5,0, 10,0-100,0 г/л. На основе этих функций были определены значения величины минерализации. Проведен анализ перспективы использования метода пересчета минерализации воды на основе электропроводности.*

### **Introducere**

Mineralizarea este un parametru indicativ și complex al calității apelor naturale și în deosebi a celor potabile. Acest parametru este inclus în normativele și standardele internaționale de calitate a apelor, inclusiv și în normele sanitare privind calitatea apei potabile a R. Moldova [4, 5].

Prin mineralizarea apei se înțelege concentrația totală a ionilor principali, care se determină prin analize chimice [2]. Valoarea mineralizării apei poate fi determinată prin suma anionilor și cationilor plus 0,5 cantitate hidrocarbonați [3, 7] sau plus cantitate integră a hidrocarbonaților [1]. După hotare este practică noțiunea TDS (total dissolved solids) care se determină prin cântărirea rezidului obținut după evaporarea unui eșantion de apă filtrată și este constituit în special din substanțe anorganice (substanțele organice sunt prezente în cantități foarte mici) [6].

În ultimul timp sunt actuale metode alternative de determinare a mineralizării apei. Una din aceste metode, este calcularea valorii mineralizării utilizând parametrul de electroconductibilitate (EC).

În prezent sunt cunoscute un șir de metodologii de recalculare EC-mineralizare [8,9]. Însă formulele propuse sunt foarte aproximative și fără analiza erorilor și limitelor statistice.

Reieșind din dependența dintre mineralizare și electroconductibilitate, a fost efectuat un studiu pentru a confirma sau a infirma posibilitatea estimării preventive a mineralizării apei utilizând parametrul electroconductibilității.

Pentru acest studiu au fost selectate 5 aparate tipice, folosite pe larg în multe țări ale lumii: 2 aparate din seria *Universal Pocket Meter Multiline P4* (Germania) (în continuare Multiline 1 și Multiline 2), 1 aparat *Oacton* (Singapore), 2 aparate din seria *Кондуктомер тина N 5721* (Polonia) (în continuare Polonia 1 și Polonia 2). Cu aceste dispozitive tipice a fost determinat EC-ul.

### Metodologie de cercetare

Aparatele din seria Multiline au următoarele caracteristici tehnice: dimensiunile 172/80/37 mm, greutatea cca 0,3 kg, temperatura de funcționare cuprinsă între (-10)°C și 55°C, condiții de păstrare la temperatura de la (-25)°C până la 65°C, și la o umiditate relativă a aerului de 80-90%. Diapazonul de măsurare este de la 0,0 la 500,0 mS/cm structurat în 4 subdiapazoane.

Aparatul Oacton are dimensiunile 190/90/45 mm, greutatea 0,6 kg, și diapazonul de lucru între 0,0 și 199,9 mS/cm.

Aparatele din seria N 5721 sunt mai voluminoase: dimensiunile 186/164/90 mm, și greutatea - 1,5 kg. Diapazonul măsurării electroconductibilității (EC) este cuprins între  $0,3 \times 10^{-3}$  și 100 mS/cm, clasificate în 10 subdiapazoane. Aparatul este destinat lucrului în condiții de climă variabilă, la o temperatură cuprinsă între 5°C și 40°C, și umiditatea relativă a aerului până la 80 %.

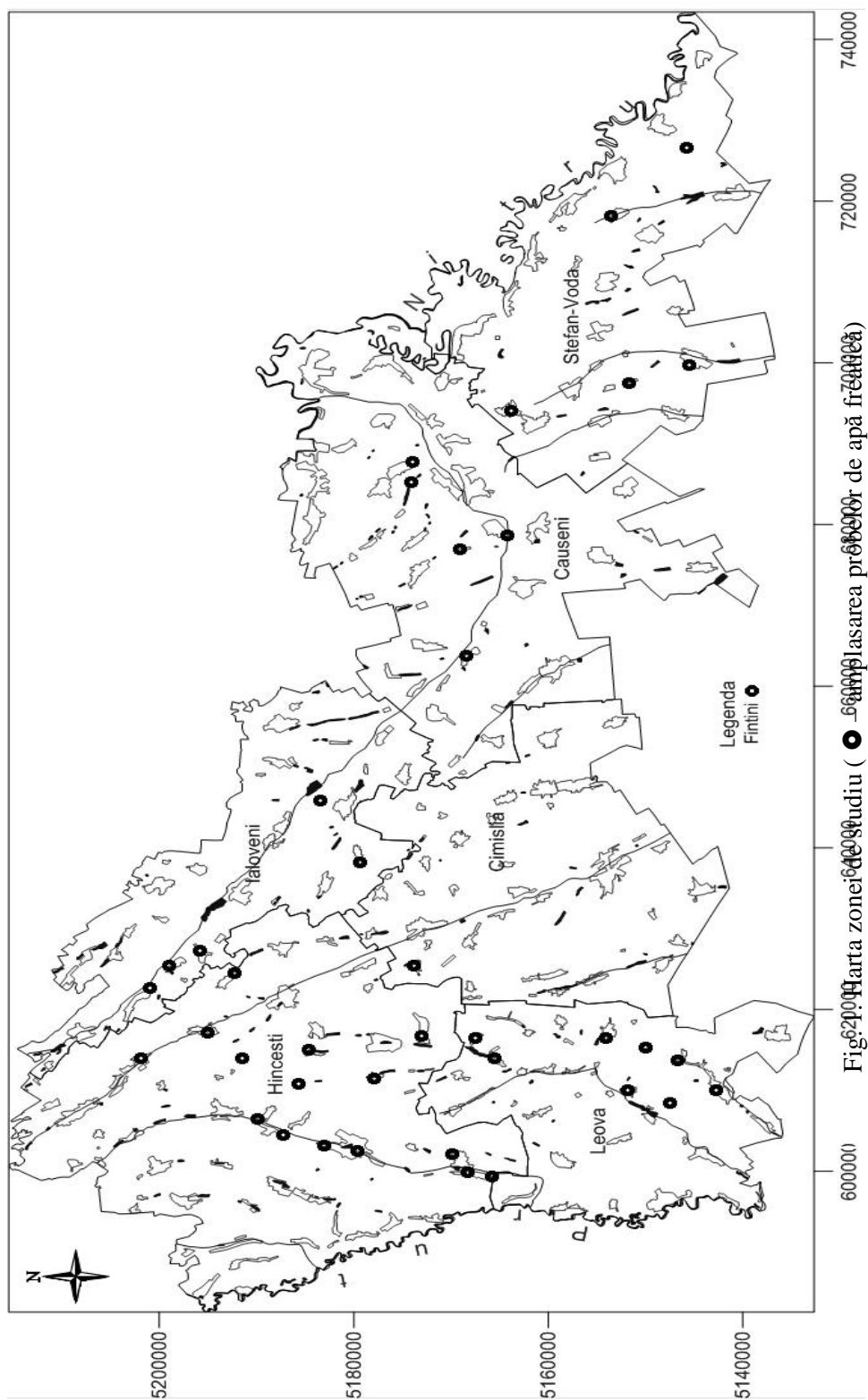
Pentru calibrarea aparatelor au fost utilizate soluții standard pregătite din apă distilată și reagent NaCl chimic pur. Au fost pregătite 22 probe cu mineralizarea cuprinsă între 0,2 și 100 g/l pentru aparatele Multiline 1, 2 și pentru aparatul Oacton. Pentru aparatele Polonia 1 și 2 au fost pregătite 18 probe cu mineralizarea între 0,5 și 100 g/l (tab.1). Selectarea variantelor soluțiilor standard rezultă din tipul aparatului și faptul că diapazoanele de determinare a EC-ului sunt diferite.

Pentru efectuarea măsurărilor s-a luat câte 20 ml de soluție NaCl. În timpul măsurărilor toate soluțiile au fost menținute la temperatura  $\pm 14,5^\circ\text{C}$ .

Datele obținute au fost prelucrate cu ajutorul softului Excel. Pentru fiecare aparat a fost construită funcția de calibrare (fig. 2-3). Mineralizarea soluțiilor s-a recalculat cu ajutorul ecuațiilor curbilor de calibrare. De asemenea s-a folosit optimizarea manuală a funcțiilor prin modificarea parametrilor ecuațiilor.

Verificarea rezultatelor obținute s-a efectuat folosind 39 probe de apă subterană (freatică) colectate din fântânile și izvoarele raioanelor centrale și sud-estice ale republicii (Hîncești, Ialoveni, Leova, Cimișlia Căușeni și Ștefan-Vodă) (fig 1).

Datele finale au fost prelucrate cu softurile pentru calculator: Microsoft Office Excel 2003/2007, Quantum Gis 1.7.4, Surfer 10.7.972 și ArcGis 9.2.



## Rezultate

Datele inițiale, conform metodologiei de cercetare, sunt expuse în tabelul 1.

Tabelul 1.

Datele inițiale obținute la testarea electroconductometrelor

Nr. probei	Min. stand. g/l	Aparat Multiline 1 μS/cm	Aparat Multiline 2 μS/cm	Aparat Oacton μS/cm	Aparat Polonia 1		Aparat Polonia 2	
					Electrod 1	Electrod 2	Electrod 1	Electrod 2
					μS/cm	μS/cm	μS/cm	μS/cm
1	0,2	449,0	452,0	431,0	-	-	-	-
2	0,4	868,0	861,0	811,0	-	-	-	-
3	0,5	1087,0	1084,0	1019,0	1200,0	1050,0	1260,0	1110,0
4	0,6	1294,0	1286,0	1219,0	-	-	-	-
5	0,8	1711,0	1705,0	1613,0	-	-	-	-
6	1,0	2110,0	2100,0	1964,0	2340,0	2010,0	2520,0	2220,0
7	1,5	3080,0	3060,0	2980,0	3400,0	3000,0	3700,0	3400,0
8	2,0	4080,0	4060,0	3740,0	4400,0	4000,0	4800,0	4500,0
9	2,5	4950,0	4910,0	4560,0	5600,0	4900,0	5800,0	5500,0
10	3,0	5940,0	5900,0	5490,0	6700,0	5700,0	7000,0	6600,0
11	4,0	7820,0	7750,0	7140,0	8800,0	7400,0	9500,0	8600,0
12	5,0	9650,0	9570,0	8810,0	10800,0	9000,0	11850,0	10710,0
13	10,0	18650,0	18560,0	17830,0	19600,0	16100,0	19200,0	17100,0
14	15,0	25700,0	25500,0	24400,0	27350,0	22650,0	24000,0	21600,0
15	20,0	34100,0	33800,0	32700,0	33000,0	28650,0	28700,0	25520,0
16	30,0	49300,0	48800,0	46700,0	43000,0	36500,0	37000,0	32000,0
17	40,0	63800,0	61900,0	58400,0	50000,0	43000,0	44000,0	37000,0
18	50,0	76200,0	75100,0	69100,0	57000,0	48500,0	50000,0	41500,0
19	60,0	87900,0	86500,0	81400,0	63500,0	52000,0	55000,0	44500,0
20	70,0	101100,0	99900,0	93300,0	69000,0	55500,0	60000,0	47500,0
21	80,0	111800,0	110600,0	103000,0	74000,0	58000,0	64200,0	50000,0
22	100,0	134400,0	134700,0	124000,0	85000,0	63000,0	72000,0	53200,0

Remarcă: Min. stand. – mineralizarea soluțiilor standard, (-) – datele lipsesc (nu sunt determinări).

În baza acestor date s-au construit graficele de corelare între EC și mineralizare pentru fiecare aparat (fig. 2, 3).

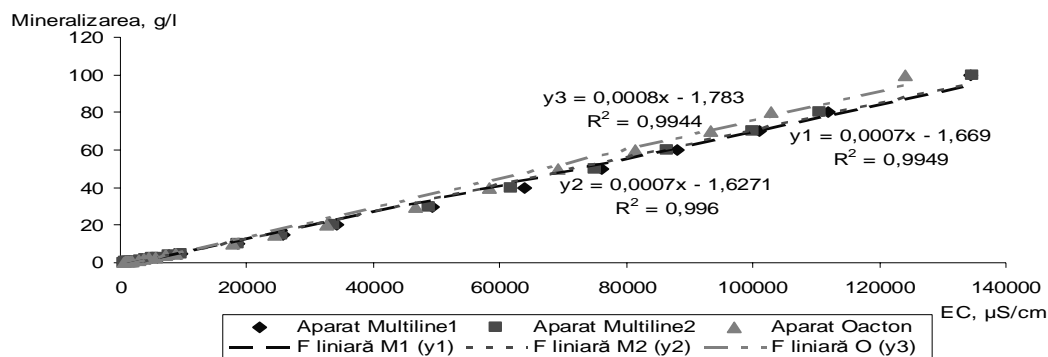


Fig. 2. Dependența valorii mineralizării de EC la aparatele Multiline și Oacton.

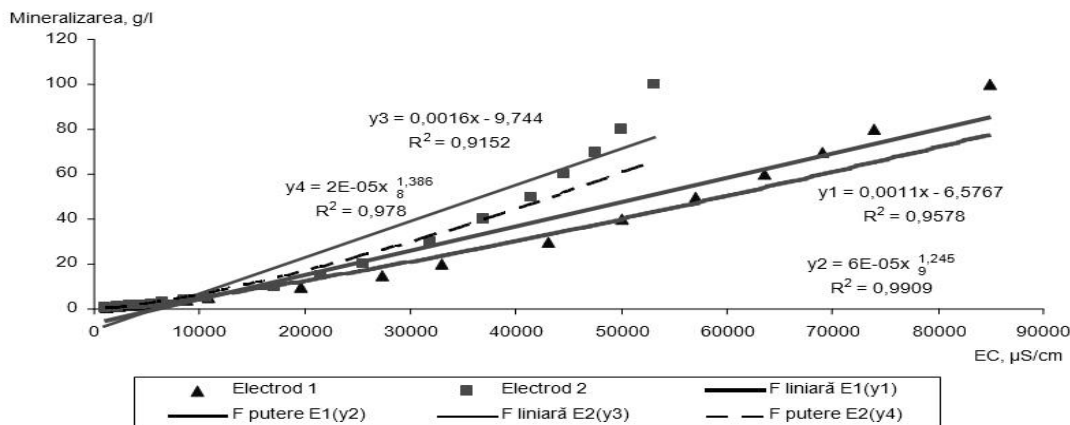


Fig. 3. Dependenta valorii mineralizării de EC la aparatele din seria Polonia.

Pentru aparatele Multiline 1, 2 și Oacton relația de corelare reprezintă o funcție liniară cu indicele de corelare  $R^2=0,99$  (99 % din valori corelează conform funcției liniare) (fig. 2). La verificarea ecuațiilor funcțiilor liniare (fig. 2) eroarea obținută comparativ cu mineralizarea inițială a soluțiilor standard are valori de la (-1029,0)% până la 118,8% din valoarea inițială a soluției standard. Aceleași caracteristici sunt specifice și aparatelor Polonia 1 și 2. Eroarea obținută la recalcularea mineralizării diferă de la (-1593,6)% până la 159,0% la funcția liniară și de la 56,1% până la 155,1% la funcția putere (fig. 3).

Din aceste date rezultă faptul, că ecuațiile obținute nu pot fi folosite pentru calculul valorii mineralizării. Reieșind din această situație s-a recurs la divizarea trendului general în trei funcții, la aparatele Multiline 1, 2 și Oacton (fig. 4-6, tab 2-4) (reieșind din caracterul similar al funcțiilor acestor aparate a fost selectat unul reprezentativ pentru această lucrare), și în două funcții la aparatele Polonia 1 și 2 (fig. 7-8, tab 5-6).

Pentru fiecare aparat, după divizarea trendului general, s-a construit un grafic nou și a fost obținută o nouă ecuație. În funcțiile aparatelor Multiline 1, 2 și Oacton, la recalcularea mineralizării conform noii ecuații, observăm o schimbare substanțială a valorilor recalculate în raport cu valorile inițiale. La mineralizarea cu valorile cuprinse între 0,2 și 5,0 g/l eroarea se reduce la 0,0-15,0 % din valoarea inițială (tab. 2, 3); la valori mai mari cuprinse între 10,0 și 100,0 g/l eroarea are valori de la (-11,0) % până la 3,0 % (tab. 4).

O optimizare importantă s-a obținut și la aparatele Polonia. La recalcularea mineralizării cu valori de la 0,5 până la 5,0 g/l cu ecuația funcției noi, eroarea se reduce la zero (tab. 5). Pentru mineralizarea cu valori mai mari de 5,0 g/l eroarea obținută și-a redus valorile până la (-9,0) – 2,3 % (tab. 6).

Analiza statistică a erorilor obținute și posibilitățile tehnice a aparatelor utilizate în acest studiu ne permite să hotărâm următoarele:

- 1) erorile obținute sunt admisibile din punct de vedere analitic;
- 2) ecuațiile funcțiilor optimizate pot fi folosite pentru determinarea valorii mineralizării apei.

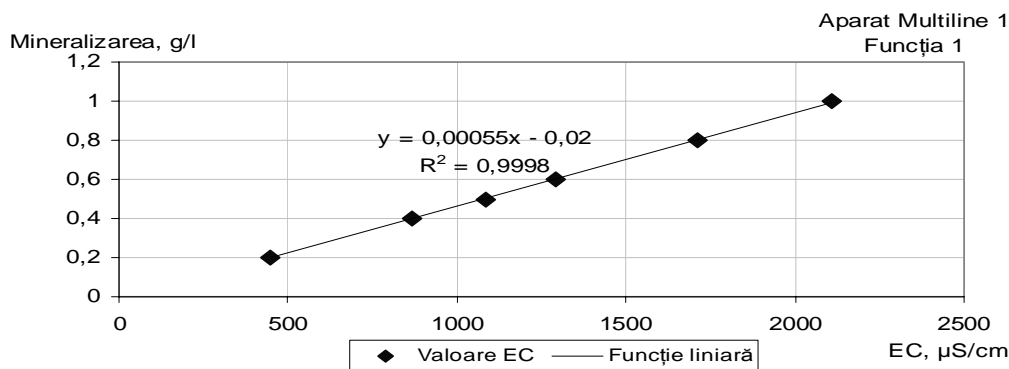


Fig. 4. Dependența valorii mineralizării de EC la aparatul Multiline 1 Funcția 1

Tabelul 2.

Mineralizarea calculată în cadrul primei funcții (Multiline 1)

Nr. probei	Aparat Multiline 1 Funcția 1				
	EC	Min. stand.	Min. calc.	Diferența	
	μS/cm	g/l	g/l	g/l	%
1	449	0,2	0,2	-0,03	-13,48
2	868	0,4	0,5	-0,06	-14,35
3	1087	0,5	0,6	-0,08	-15,57
4	1294	0,6	0,7	-0,09	-15,28
5	1711	0,8	0,9	-0,12	-15,13
6	2110	1	1,1	-0,14	-14,05

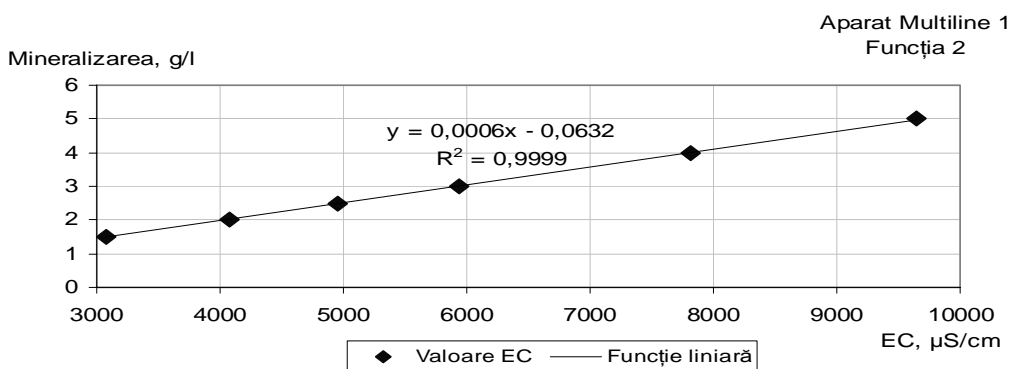


Fig. 5. Dependența mineralizării de EC la aparatul Multiline 1 Funcția 2

Tabelul 3.

Mineralizarea calculată în cadrul funcției a doua (Multiline 1)

Nr. probei	Aparat Multiline 1 Funcția 2				
	EC	Min. stand.	Min. calc.	Diferența	
	μS/cm	g/l	g/l	g/l	%
7	3080	1,5	1,8	-0,3	-18,99
8	4080	2	2,4	-0,4	-19,24
9	4950	2,5	2,9	-0,4	-16,27
10	5940	3	3,5	-0,5	-16,69
11	7820	4	4,6	-0,6	-15,72
12	9650	5	5,7	-0,7	-14,54



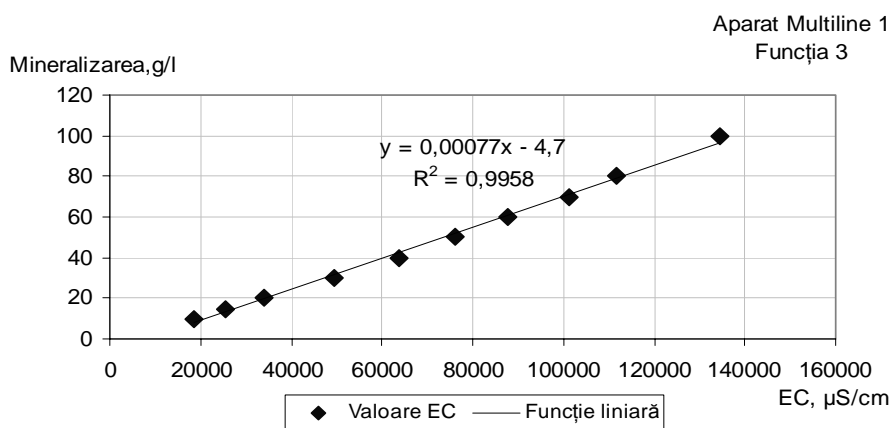


Fig. 6. Dependența mineralizării de EC la aparatul Multiline 1 Funcția 3

Tabelul 4.

Mineralizarea calculată în cadrul funcției a treia (Multiline 1)

Nr. probei	Aparat Multiline 1 Funcția 3				
	EC	Min. stand.	Min. calc.	Diferența	
	$\mu\text{S/cm}$	g/l	g/l	g/l	%
13	18650	10	9,7	0,3	3,0
14	25700	15	15,1	-0,1	-0,7
15	34100	20	21,6	-1,6	-8,0
16	49300	30	33,3	-3,3	-11,0
17	63800	40	44,4	-4,4	-11,0
18	76200	50	54,0	-4,0	-8,0
19	87900	60	63,0	-3,0	-5,0
20	101100	70	73,1	-3,1	-4,4
21	111800	80	81,4	-1,4	-1,8
22	134400	100	98,8	1,2	1,2

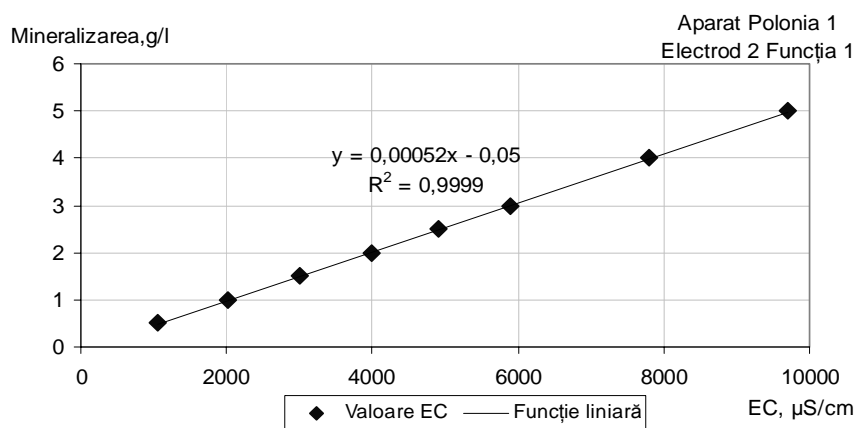


Fig. 7. Dependența mineralizării de EC la aparatul PIE2 Funcția 1

Tabelul 5.

## Mineralizarea calculată în cadrul primei funcții (P1E2)

Nr. probei	Aparat Polonia 1 <i>Electrod 2 Funcția 1</i>				
	EC	Min. stand.	Min. calc.	Diferența	
	μS/cm	g/l	g/l	g/l	%
1	1050	0,5	0,5	0,0	0
2	2010	1	1,0	0,0	0
3	3000	1,5	1,5	0,0	0
4	4000	2	2,0	0,0	0
5	4900	2,5	2,5	0,0	0
6	5900	3	3,0	0,0	0
7	7800	4	4,0	0,0	0
8	9700	5	5,0	0,0	0

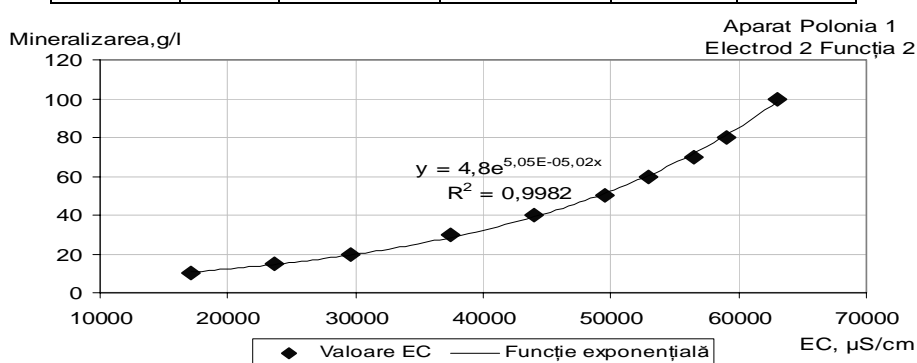


Fig. 8. Dependența mineralizării de EC la aparatul P1E2 Funcția 2

Tabelul 6.

## Mineralizarea calculată în cadrul funcției a doua (P1E2)

Nr. probei	Aparat Polonia 1 <i>Electrod 2 Funcția 2</i>				
	EC	Min. stand.	Min. calc.	Diferența	
	μS/cm	g/l	g/l	g/l	%
9	17100	10	10,9	-0,9	-9,0
10	23640	15	15,0	0,0	0,0
11	29640	20	20,0	0,0	0,0
12	37500	30	29,3	0,7	2,3
13	44000	40	40,1	-0,1	-0,3
14	49500	50	52,2	-2,2	-4,4
15	53000	60	61,8	-1,8	-3,0
16	56500	70	73,2	-3,2	-4,6
17	59000	80	82,6	-2,6	-3,3
18	63000	100	100,2	-0,2	-0,2

Reieșind din aceste date s-a recalculat EC-mineralizarea în probele de apă subterană colectate pe teren.

Pentru determinarea preciziei recalculării mineralizării prin EC au fost luate ca bază datele analizelor chimice de laborator (mineralizarea analitică) și datele obținute cu aparatul Multiline 1 (cu ajutorul acestui aparat a fost măsurat EC în teren și în laborator). Datele obținute sunt expuse în tabelul 7.

Calcululele statistice arată, că eroarea medie dintre mineralizarea analitică și mineralizarea calculată este de 11,2% (valorile până la 1 g/l). La valori mai mari a mineralizării eroarea medie constituie 17,7 %.

Tabelul 7.

## Recalcularea EC-mineralizarea în probele de pe teren

Aparat Multiline 1					
Id	Nr. proba	EC	Min. analitică	Min. calc.	Diferența
		$\mu\text{S/cm}$	$\text{mg/l}$	$\text{mg/l}$	%
1	3101	2260	1578,7	1292,8	18,1
2	3102	2660	1981,1	1532,8	22,6
3	3103	4170	3485,0	2438,8	30,0
4	3104	3600	2820,4	2096,8	25,7
5	3105	4370	3281,9	2558,8	22,0
6	3106	4840	3989,4	2840,8	28,8
7	3107	1849	1224,3	1046,2	14,5
8	3108	3580	2070,5	2084,8	-0,7
9	3109	6230	4569,7	3674,8	19,6
10	3110	3930	2273,0	2294,8	-1,0
11	3111	5080	3798,3	2984,8	21,4
12	3112	5320	4185,5	3128,8	25,2
13	3113	2160	1501,3	1232,8	17,9
14	3114	5150	3767,4	3026,8	19,7
15	3115	1472	909,7	789,6	13,2
16	3116	3860	3009,0	2252,8	25,1
17	3117	2790	2020,0	1610,8	20,3
18	3118	5550	4258,1	3266,8	23,3
19	3119	4540	3473,2	2660,8	23,4
20	3120	1724	1029,9	971,2	5,7
21	3121	2450	1673,7	1406,8	15,9
22	3122	761	426,1	398,6	6,5
23	3123	1220	782,1	651,0	16,8
24	3124	1516	920,4	813,8	11,6
25	3125	2270	1639,2	1298,8	20,8
26	3126	1140	668,3	607,0	9,2
27	3127	1990	1451,7	1130,8	22,1
28	3128	1942	1170,3	1102,0	5,8
29	3131	4920	3929,4	2888,8	26,5
30	3132	8880	5986,0	5264,8	12,0
31	3133	4650	3936,4	2726,8	30,7
32	3134	2160	1195,2	1232,8	-3,1
33	3135	2570	1790,7	1478,8	17,4
34	3136	864	507,1	455,2	10,2
35	3137	877	519,2	462,4	11,0
36	3138	1975	1208,5	1121,8	7,2
37	3139	3690	3108,4	2150,8	30,8
38	3140	4920	2916,9	2888,8	1,0

Analiza statistică generală arată, că funcțiile liniare obținute pot fi folosite pentru determinarea cu aproximație de  $\pm 16,5\%$  a mineralizării direct pe teren. În valori directe a mineralizării, pentru intervalul de concentrație 0,5-5,0 g/l, eroarea constituie  $\pm (0,08-0,8 \text{ g/l})$ . Acest interval de determinare a mineralizării folosind EC este analitic admisibil, îndeosebi pentru studii și practici pe teren.

### Concluzii și discuții

Studiile efectuate în cadrul acestei cercetări au un caracter inovativ. Este necesar de menționat faptul, că în practica hidrochimică internațională aparatele menționate în acest studiu pentru determinarea EC-ului se folosesc pe larg. În același timp, lipsesc studii speciale, care arată precizia recalculării valorii mineralizării. Lucrarea de față completează acest gol și demonstrează existența erorilor analitice și a limitelor de distribuție.

În mod general, pentru soluția standard NaCl, erorile recalculării EC-mineralizare sunt mai mici (în medie cca  $\pm 3,35$  %) și preponderent depind de precizia aparatului, și variația temperaturii soluțiilor. Pentru apele subterane eroarea medie constituie cca  $\pm 16,5$  %. Diferența erorilor între soluții și ape subterane este aproximativ de 5 ori mai mare. Principalul factor, care determină această diferență constă în faptul că, apa subterană este o soluție naturală complexă. Tipul hidrogeochimic al apei variază de la hidrocarbonatică până la clorică cu componentă mixtă a cationilor. Prezența sărurilor NaCl (ușor dizolvabile și dissociabile în  $\text{Cl}^-$  și  $\text{Na}^+$ ), în apele subterane variază într-un interval de concentrații foarte larg.

Rezultatele obținute demonstrează evident, că valoarea EC poate fi folosită pentru estimarea preventivă a calității apelor naturale, inclusiv celor potabile. Rezultatele obținute prezintă un interes practic pentru lucrările în teren, comparative și de monitoring.

Recalcularea EC-mineralizare necesită:

- a) calibrarea aparatului cu soluții standard (NaCl),
- b) obținerea ecuației funcției liniare și optimizarea erorii statistice,
- c) recalcularea propriu-zisă EC-mineralizare, și
- d) indicarea erorii determinării valorii mineralizării în protocolul final.

Structura formulei de calcul a valorii mineralizării apei depinde de tipul conductometrului. În cazul nostru următoarele formule sunt recomandabile:

- aparat Multiline:  $M=0,00055*EC-0,02$
- aparat Oacton:  $M=0,00052*EC-0,021$
- aparat Polonia:  $M=0,00052*EC-0,05$ ,

unde: M – mineralizarea, g/l; EC – electroconductibilitatea,  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Intervalul de detecție 0,0-5,0 și 5,0-10,0 g/l.

### Mulțumiri

Acest studiu a fost îndeplinit în cadrul Programului de Stat „Cercetări științifice și de management ale calității apelor” (cond. Acad. Gh. Duca), proiectul 11.832.08.03A. Autorii aduc sincere mulțumiri ing. Olari A., Botnari A., Zvezdenko A., col. șt. Botnaru V., Matveeva E., dr. Arnaut N. – pentru ajutorul acordat în timpul lucrărilor hidrogeologice de teren și de laborator.

### Bibliografie

1. Appelo C. A. J., Postma D., Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema, Rotterdam, 1993.
2. Duca Gh., ș.a. Chimia apelor naturale. Chișinău, 1995. 288 p.
3. Hem John D., Study and interpretation of the chemical characteristics of natural meter. V.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 1989.
4. Hotărârea Guvernului nr. 934 din 15 august 2007 cu privire la instituirea Sistemului informațional automatizat „Registrul de stat al apelor minerale naturale, potabile și băuturilor nealcoolice îmbuteliate”.
5. Monitorul Oficial, nr 131-135, 24 august 2007, Parametrii de calitate ai apei potabile, p. 26-27.
6. Popa Gh., Hidrogeochimie. Iași, 2002. 204 p.
7. Справочник гидрогеолога (под ред. Альтовского М. Е.). Москва : Госгеолтехиздат, 1962.
8. [http://www.lenntech.com/calculators/tds/tds-ec\\_engels.htm](http://www.lenntech.com/calculators/tds/tds-ec_engels.htm)
9. <http://www.smart-fertilizer.com/articles/electrical-conductivity>

*Primit la redacție – 29 iunie 2012*

УДК.543.68.8:543.422.3-74:549.08

Болотин О.А., Русу М.И.\* , Филиппов М.П.\*

## Экспрессный метод определения кальцита в силикатных породах

### Rezumat

*În evaluarea calității materiilor prime minerale utilizate în diverse procese industriale, în special în sinteza de wollastonite, producția de sorbenti, ingrediente, materiale termoizolatorii obținute din roci de silicați, împreună cu rocile de formare de siliciu care conțin până la 40% calcit, care are un impact semnificativ asupra proprietăților tehnologice a materialelor ce se obțin din aceste roci. Pentru determinarea raportului conținutului de siliciu și calcit se folosește metoda termogravimetrică, difractometrică și chimică. Noi propunem o metodă nouă pentru estimarea conținutului de carbonat de calciu în rocile de silicat, care nu necesită o pregătire prealabilă a eșantionului și permite reducerea timpului de analiză de până la 30 minute.*

### Резюме

*Предложена методика оценки содержания карбоната кальция в силикатных породах с использованием ИК-спектроскопии. Метод позволяет сохранить продолжительность анализа до 30 мин и хорошо согласуется с данными по стандартным смесям (образцам).*

### Введение

Республика Молдова располагает большими запасами силикатных пород, которые могут быть использованы в качестве сорбентов, наполнителей, теплоизоляционных материалов, катализаторов и т.д.

Как правило, в этих силикатах наряду с породообразующим кремнием, присутствует различное количество примесей кальцита (до 40%), что оказывает существенное влияние на их физико-химические и технологические свойства.

При оценке качества минерального сырья, используемого в различных технологических процессах, в частности при синтезе волластонита из кремнеземистых известняков, необходимо определить как количество кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ), так и содержание карбоната кальция. Для этого используются методы термографии, рентгено-дифрактометрии и силикатный (химический) анализы [1,2,3,4]. Однако все эти методы достаточно длительны, трудоемки и требуют применения токсичных реактивов, дорогостоящей посуды и затрат электроэнергии.

В последнее время появились методы экспрессного рутинного анализа минерального сырья [5], в том числе природных и промышленных силикатных материалов, использующие рентгенофлюоресцентный анализ (РФА) и атомно-эмиссионный с индуктивносвязанной плазмой (АЭС-ИСП).

---

\* Институт химии АН РМ

Тем не менее, для первого метода (РФА) необходима предварительная гомогенизация навески исследуемого материала сплавлением, а для второго предварительное переведение образцов в раствор.

Предполагаемый нами метод ИК-спектроскопии позволяет определить карбонаты (до 40%) в кремнистых породах в течении максимум 30 мин без выше перечисленных проблем, характерных для других методов.

В силикатных породах наряду с породообразующим кремнеземом ( $\text{SiO}_2$ ) содержится до 40% кальцита ( $\text{CaCO}_3$ ), что оказывает существенное влияние на технологические свойства материалов, полученных из этих пород. Например, в виноделии в силикатных сорбентах, вообще не допускаются примеси кальцита. При производстве волластонитов количество  $\text{CaCO}_3$  не должно превышать 40%. Для определения соотношения вышеуказанных компонентов в силикатных породах применяются термогравиметрические [1,2], дифрактометрические [3] и химические [3] методы. Однако все эти методы длительны и требуют предварительной подготовки образца. Так, например, определение в кремнеземе количества  $\text{SiO}_2$  [4] по остатку после обработки исходного материала соляной кислотой для удаления  $\text{CaCO}_3$  требует времени до 8 часов. В последнее время разработаны способы анализа силикатного сырья [5] рентгенофлуоресцентным (РФА) и атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой (АЭС-ИСП) методами, но и эти методы требуют специальной подготовки образца для анализа, учитывая это, нами предлагается быстрый и простой метод определения кальцита в силикатных породах методом инфракрасной (ИК) спектроскопии.

### Материалы и методы

Для определения содержания кальцита в силикатных породах измеряли спектр порошка исходного исследуемого воздушно сухого образца без предварительной его химической подготовки. Спектры регистрировались на ИК – спектрометре PE – 100 фирмы Перкин-Эльмер в режиме нарушенного полного внутреннего отражения (НПВО) в области  $2000\text{-}650\text{см}^{-1}$ .

Измерялись оптические плотности (A) полос  $\nu(\text{SiO}_2)$  и  $\nu(\text{CO}_3^{2-})$  [6] относительно базовой линии.

### Результаты и обсуждение

Для получения калибровочного графика использовались силикагель для хроматографии и  $\text{CaCO}_3$  (ч.д.а.). Готовились смеси  $\text{CaCO}_3$  :  $\text{SiO}_2$  с содержанием  $\text{CaCO}_3$  до 40% (w/w). На рис.1 приводится в качестве примера спектр смеси, содержащей 30%  $\text{CaCO}_3$ .

На рис.2 представлен график зависимости содержания в смеси  $\text{CaCO}_3$  от соотношения оптических плотностей в максимумах полос  $A(\text{CO}_3^{2-})/A(\text{SiO}_2) = dA$ .

В связи с тем, что с ростом содержания  $\text{CaCO}_3$  в смеси падает содержание  $\text{SiO}_2$ , зависимость  $\% \text{CaCO}_3 = f(dA)$  не линейная, и выражается уравнением:

$$\% \text{CaCO}_3 = 173dA - 177(dA)^2, R^2 = 0.993.$$

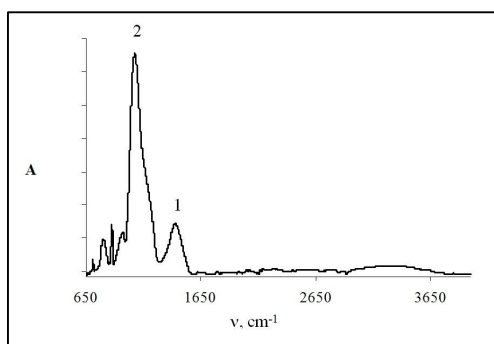


Рис.1. ИК-спектр НПВО смеси 30%  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$   
1 – полоса  $\nu(\text{CO}_3^{2-})$ , 2 – полоса  $\nu(\text{SiO}_2)$

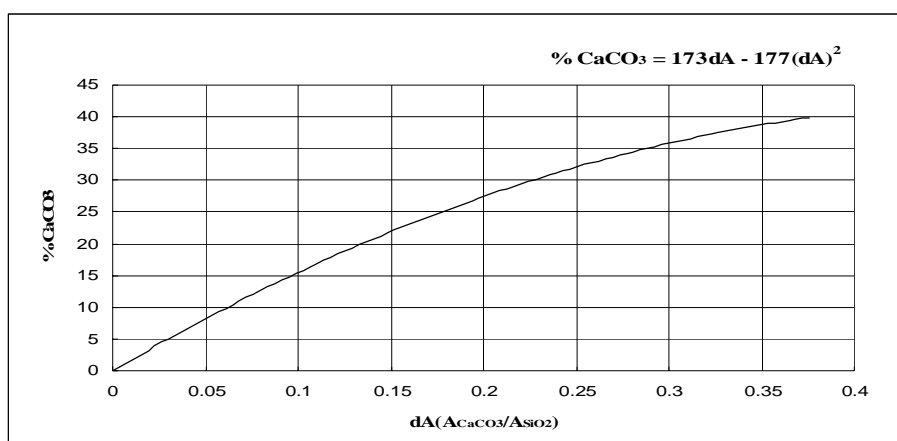


Рис. 2. График зависимости содержания  $\text{CaCO}_3$  (%) в смеси с  $\text{SiO}_2$  от соотношения оптических плотностей ( $dA$ ) в максимумах поглощения в ИК-спектрах.

Разработанным методом анализировались на содержание  $\text{CaCO}_3$  2 образца бентонита, взятых из разных мест карьера Ларгуца, и диатомита среднего из обнажения Вышкауцы.

Для регистрации спектра НПВО образцы не требуют специальной подготовки.

На рис.3 приведены ИК-спектры НПВО образца бентонита (Ларгуца), отмытого водой и водным раствором соляной кислоты (рН1).

В отмытом водой образце уменьшается оптическая плотность ( $A$ ) полосы  $\nu(\text{CO}_3^{2-})$ , а в отмытом соляной кислотой эта полоса исчезает.

В таблице1 приводятся результаты количественной оценки содержания  $\text{CaCO}_3$  во всех трех образцах, исходном и отмытом водой. В образцах отмытых соляной кислотой карбонат кальция отсутствует.

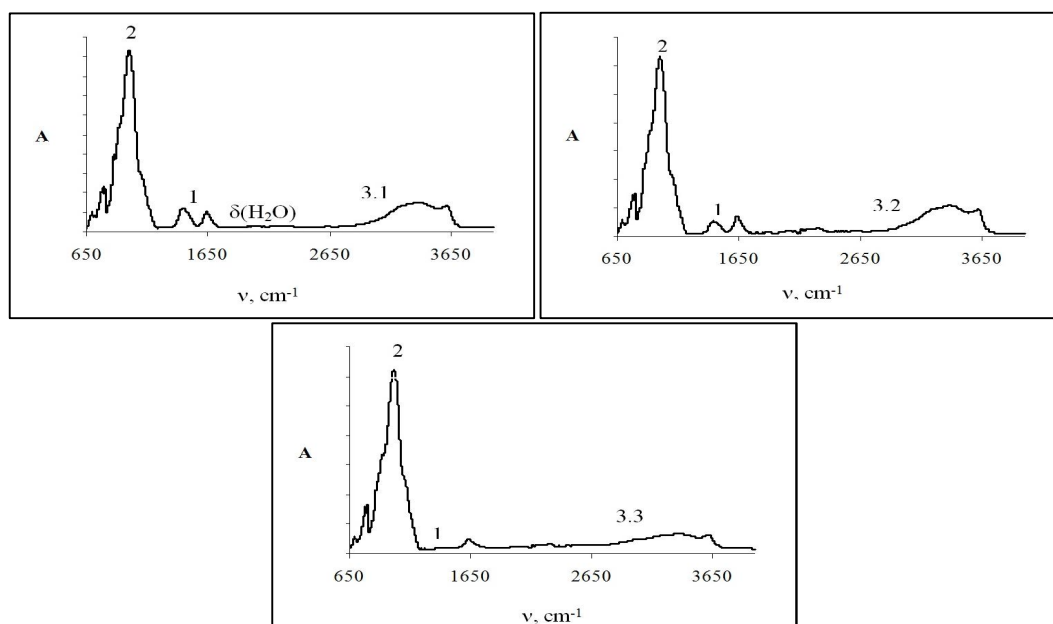


Рис.3.ИК-спектры НПВО

Таблица 1

Результаты определения кальцита в различных силикатных породах.

Образец	Бентонит Ларгуца				Диатомит средний	
	Образец 1		Образец 2		dA	%CaCO <sub>3</sub>
	dA	%CaCO <sub>3</sub>	dA	%CaCO <sub>3</sub>		
Исходный	0,133	19,9	0,121	18,2	0,264	33,3
Отмытый водой	0,0836	13,22	0,0805	12,8	0,213	28,8

### Выводы

Разработан быстрый метод определения содержания кальцита в силикатных породах, не требующий предварительной подготовки образца.

Определение основано на измерении соотношении оптических плотностей полос  $\nu(\text{CO}_3^{2-})$  к полосе  $\nu(\text{SiO}_2)$ .

Длительность анализа по сравнению с известными методами сокращена до 30 мин.

Результаты определения содержания кальцита в силикатных породах, полученные с использованием предложенной методики, хорошо согласуются с данными по стандартным образцам.

Между содержанием  $\text{CaCO}_3$  и отношением интенсивностей полос поглощения dA(1420/1067) смесей имеет место корреляция, которая выражается уравнением регрессии:

$$Y = -176,8X^2 + 172,54X.$$

$$\text{Коэффициент корреляции } R^2 = 0,993.$$

Таким образом, по величинам соотношений интенсивности полос поглощения можно с достаточной степенью точности судить о содержании  $\text{CaCO}_3$  в исследуемых образцах силикатов.



### Литература

1. Иванова В.П., Кассатов А.А., Крисавина Т.Н., Разинова Е.А. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: «Недра», 1974, 399 с.
2. Тонор Н.Д. Дифференциально-термический и термовесовой анализ минералов. Изд-во «Недра», 1964.
3. Современные методы минералогического исследования. Часть 1 и 2. Изд-во «Недра», 1969, 280 с.
4. Перес Ф.С., Клигер А.Б., Измайлова Д.Н. К методике оценки содержания  $\text{SiO}_2$  (опал-кристобалита) в кремнеземистых известняках. Известия АНМ. Серия физико-технических и математических наук, 1983, N1.
5. Тютюнина О.А., Торопченова Е.С., Кубракова И.В. Экспрессный способ анализа силикатных материалов. Вестник Отделения наук о Земле РАН, N1(27), 2009.
6. *Analyt. Chem.*, 1952, V.24, p.1253, *Infrared Spectra and Characteristic Frequencies of Inorganic Ions.*

*Primit la redacție – 30 iulie 2012*