

CZU 550.348.098.64

*Ilieș I., Simonov N., Stepanenko N., Alekseev I.*

## **Seismicitatea regiunii Carpatice în anul 2010 în baza datelor de observație ale stațiilor seismice din Republica Moldova**

### **Abstract**

*In this article is provided an overview of the Carpathian region seismicity according to the Moldavian seismic stations network, earthquake mechanisms of 4 events are taken in consideration. The catalogue of earthquakes of Carpathians in 2010 is provided.*

### **Rezumat**

*Articolul oferă o privire de ansamblu a seismicității regiunii Carpatice conform datelor Rețelei de stații seismice a Republicii Moldova, sunt determinate mecanismele focale a 4 cutremure. Este prezentat Catalogul cutremurelor Carpatiene pentru anul 2010.*

### **Резюме**

*В статье приводится обзор сейсмичности Карпатского региона по данным сети сейсмических станций Молдовы, рассмотрены механизмы очагов 4 землетрясений. Представлен каталог землетрясений Карпат в 2010 году.*

Cercetările instrumentale seismice în Republica Moldova în anul 2010 s-au realizat la același nivel ca și în anul 2009. La stația ”Chișinău” s-au efectuat înregistrări analogice și digitale, iar la stațiile „Leova”, „Soroca”, „Cahul” și “Giurgiulești”- înregistrări digitale. Performanțele tehnice ale stațiilor și ordinea de prelucrare a datelor de observație au rămas aceleași [1].

La 22 octombrie 2010 în partea de centru a R. Moldova a fost instalată o nouă stație digitală de monitorizare „Milești Mici”, cod internațional – MILM. În baza a 16 stații seismice, ce funcționează în timp real, din care 5 amplasate în teritoriul Moldovei și 11 - în teritoriul României, în cadrul Institutului de Geologie și Seismologie a AȘM a fost deschis Centrul Național de Date Seismice. Stațiile seismice din R. Moldova, cu indicarea coordonatelor amplasării, echiparea lor cu senzori și a sistemelor de achiziție, sunt prezentate în Tabelul 1.

Prelucrarea automată a înregistrărilor se realizează în timp real prin utilizarea programului SeisComp3, iar rezultatele sunt prezentate sub forma de buletine seismice. Ele conțin informații despre: parametrii focarului cutremurului (timpul în focar, coordonatele epicentrului, adâncimea, magnitudinea) și parametrii de stație (codul stației, timpii de sosire a undei P, amplituda și perioada, distanța epicentrală, azimutul de la focar la stație, magnitudinea de stație). Rezultatele prelucrării automate prin utilizarea softului menționat se tipăresc timp de circa trei minute.

Deoarece determinările prin procedura automată a parametrilor cutremurului nu sunt întotdeauna exacte, înregistrările obținute sunt reexaminat în mod manual prin utilizarea programului SeisGram2k. Din analiza manuală a înregistrărilor digitale se precizează timpii de sosire a undelor seismice, pentru cutremurele apropiate acestea sunt undele longitudinale P și transversale S. În baza timpilor de sosire a undelor P și S la stațiile participante la monitorizare, se calculează parametrii de focar: timpul producerii cutremurului (0), poziția hipocentrului (latitudinea, longitudinea, adâncimea).

Tabelul 1

## Lista stațiilor seismologice digitale ale Republicii Moldova.

Stația	Codul stației	Anul deschiderii	$\varphi^\circ$ , N	$\lambda^\circ$ , E	H, m	Configurația stației	Tipul sensorului	Sistemul de achiziție și transmitere date
Chișinău	KIS	1949	46.9976	28.8175	185	3C SP	ES-T	Q330
						3C-BB	CMG-40T	Internet
						3C SP	CMG-5T	DM-24
Cahul	KGL	1978	45.9053	28.2008	48.5	3C SP	CMG-5T	DM-24
Leova	LEOM	1982	46.4733	28.2467	20	3C SP	ES-T	K2
						3C-BB	CMG-40T	Internet
Soroca	SORM	1983	48.1350	28.3513	60	3C SP	ES-T	Q330
						3C-BB	CMG-40T	Internet
Giurgiuilești	GIUM	1988	45.4850	28.2081	62.5	3C SP	ES-T	K2
						3C-BB	CMG-40T	Internet
Mileștii Mici	MILM	2010	46,9186	28,8127	124	3C SP	ES-T	Q330
						3C-BB	STS-2	Internet

În procedura de calcul ulterioară se folosește programul HYPOS, destinat localizării cutremurelor în baza datelor înregistrărilor digitale de la stațiile seismice din R. Moldova. Soft-ul permite calculul timpului în focar și a poziției hipocentrului din timpii de sosire a undelor P și S la punctele de observații. Simultan se determină eroarea timpului în origine și a poziției determinate, cât și eroarea fiecărei intrări separate.

În programul HYPOS se utilizează hodograful regional, care ține cont de particularitățile raportului dintre timpii de parcurs a undelor seismice și distanței față de sursa din regiunea Carpatiană. Pe lângă hodograful regional, în soft este prevăzută și aplicarea hodografului global IASP91.

Funcționalitatea soft-ului HYPOS a fost verificată pentru cutremurele carpatiene produse în anii 2008-2010. În acest scop a fost efectuat calculul parametrilor hipocentrilor, utilizând datele înregistrate nu numai de la stațiile din R. Moldova, ci și de la stațiile din România, Bulgaria și Ucraina. Rezultatele obținute au fost comparate cu determinările Institutului Național pentru Fizica Pământului din București, unde s-au folosit tehnici de calcul a hipocentrilor conform programului complex acceptat în practică seismologică mondială Antelope REB.

Vom prezenta un exemplu de calcul a parametrilor de focar a cutremurului de adâncime intermediară, produs în zona Vrancea la 5 decembrie 2010 (Tabelul 2 și 3).

Tabelul 2

## Timpii de sosire a undelor seismice la stațiile din Moldova, determinați în mod automat (a) și manual (m) pentru seismul din 5 decembrie.

	GIUM	LEOM	MILM	KIS	SORM
MOLD a	P02:49:46.3			P02:49:55.2	
MOLD m	P02:49:46.2 S02:50:05.4	P02:49:48.5 S02:50:09.0	P02:49:54.2 S02:50:19.8	P02:49:55.3 S02:50:20.7	P02:50:03.4 S02:50:34.7
BUC	P02:49:46.4 S02:50:05.7			P02:49:55.3 S02:50:21.1	P02:50:03.2

Tabelul 3

Rezultatele determinării parametrilor de focar la cutremurul din 5 decembrie.  
automate (a), manuale (m).

Agenția	N stații	0 H m s	$\delta t_0$ c	Coordonatele				Adâncimea		M
				$\varphi^\circ$ N	$\Delta\varphi$	$\lambda^\circ$ E	$\delta\lambda$	$h, km$	$\Delta h$	
MOLD a	9	02:49:17.5		45.54		26.67		147		3.7mb
MOLD m	5	02:49:19.5	0.35	45.68	4.5	26.58	4.5	150	10	3.7SM
BUC	46	02:49:19.5	0.35	45.68	2.6	26.54	3.9	146.1	3.1	3.9ml

În tabelul 4 este prezentat Catalogul cutremurelor apropiate, înregistrate la stațiile Rețelei Naționale a Republicii Moldova pe parcursul anului 2010. În catalog, în paralel, se prezintă rezultatele prelucrării datelor de către diferite organizații seismologice [3-6]. Similaritatea parametrilor epicentrelor este pe deplin acceptabilă, diferențele după latitudine și longitudine în general nu depășesc mărimea de 0,1 grade. Deosebiri esențiale nu se observă nici la estimarea adâncimii cutremurelor. În Catalog se prezintă următoarele magnitudini: MSMA – magnituda, determinată din componenta orizontală maximă a undei S, MPVA- magnitudinea, determinată din componenta verticală a undei P (A- se utilizează înregistrări a aparatajului de scurtă perioadă), MD – magnitudinea din durata înregistrării, ml - magnituda determinată de către Institutul Național de Fizică a Pământului din România. Această magnitudine este luată din buletinele cutremurelor [3, 4], în linia orizontală BUC - se prezintă magnitudinea medie pe toate stațiile participante la determinare, iar în linia MOLD - numai după stațiile din Republica Moldova.

În anul 2010 stațiile seismice din Republica Moldova au înregistrat în total 51 de cutremure din regiunea Carpatică. În principal, acestea sunt cutremurele regiunii muntoase Vrancea de adâncime intermediară (40), celelalte - din zonele apropiate de suprafață (11). Focarele a 9 dintre ele se referă la cutremurele crustale a zonei Vrancea, epicentrul unui eveniment se află pe teritoriul Bucovinei, iar un cutremur nu este localizat, deoarece a fost înregistrat doar de stația Chișinău. Repartiția teritorială a epicentrelor cutremurelor este reprezentată în Figura 1.

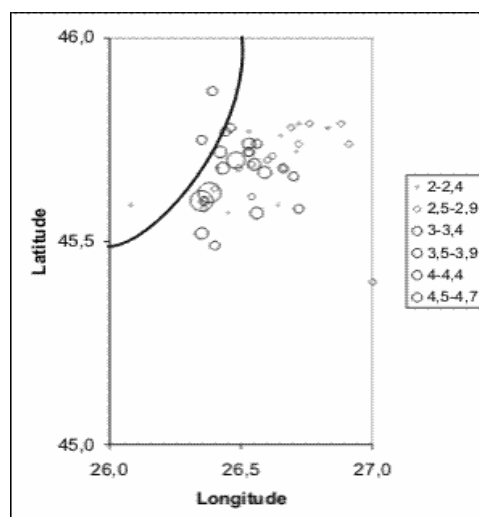


Figura 1. Harta epicentrelor cutremurelor Carpatiene înregistrate în anul 2010.

Simbolurile sunt scalate cu magnitudinea. — Arcul Carpatic.

Tabelul 4

Catalogul cutremurelor regiunii Carpatiene pentru anul 2010 alcătuit în baza datelor de observație a stațiilor seismice din Republica Moldova.  
(în comparație cu alte agenții seismologice)

N	Data d m	$t_0$ H m s	$\delta t_0$ c	Coordonatele				Adâncimea		Magnitudinea				Kp/n	Agenția
				$\varphi^\circ$ N	$\delta\varphi$	$\lambda^\circ$ E	$\delta\lambda$	$h, \text{km}$	$\delta h$	MSHA	MPVA	Md	ml		
1	01 01	13 11 46,6	1,16	45,57	17,7	26,45	17,7	150					3,5/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		13 11 46,6	0,39	45,54	2,9	26,32	1,8	149,6	2,7				2,3/21		
		13 11 47,5		45,55		26,43		136,7				3,05			
		13 11 46,4	0,27	45,55	5,1	26,32	3,2	147,1	2,2				2,3		
		13 11 45,5		45,55		26,28		126,3					3,7w		
2	04 01	19 55 22,3	0,79	45,58	13,2	26,36	13,2	110					3,8/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		19 55 21,4	0,38	45,58	2,1	26,4	2	118,8	3,2				2,9/33		
		19 55 22,0		45,53		26,47		110,6				3,15			
		19 55 21,3	0,2	45,58	2,8	26,39	2,4	117,7					3		
		19 55 21		45,6	5,8	26,37	5,2	126,3	9,7				3,8w		
3	12 01	09 32 04,8	1,8	45,77	13,7	26,53	13,7	60					3,1/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		09 32 03,4	0,46	45,79	3,1	26,63	2,6	87,5	3,9				2,1/20		
		09 32 02,8		45,76		26,65		62,9				2,46			
		09 32 04,2	0,51	45,77	8,8	26,62	7,9	70	5,5				2,2		
		09 32 03,1		45,81	5,3	26,65	5,9	89,1	9,2				3,1w		
4	13 01	14 20 29,9	0,72	45,72	9	26,42	9	160					4,2/2	MOLD 1 MOLD 2 BUC	
		14 20 30,1	0,22	45,6		26,5		160							
		14 20 31,1	0,32	45,63	2,5	26,46	2	149,6	2,6				3,5/39		
5	15 01	01 43 17,1	0,95	45,59	13,4	26,64	13,4	120					2,8/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		01 43 17,3	0,51	45,59	2,9	26,74	2,4	121,2	4,1				2,0/28		
		01 43 17,6		45,64		26,79		108,5				2,68			
		01 43 17,6	0,29	45,58	4	26,73	3,2	117,2					2,3		
		01 43 16,4		45,63	5,7	26,73	6,5	132,5					3,2		
6	27 01	04 42 21,4	0,94	45,78	12	26,69	12	120					3,9/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		04 42 21,3	0,54	45,73	3	26,72	2,7	125,3	4,1				2,6/28		
		04 42 25,6		45,69		26,7		90,1				3,29			
		04 42 21,6	0,34	45,72	4,5	26,71	3,9	121	0,29				2,8		
		04 42 20,1		45,76	3,7	26,69	7,5	139,3	7,3				3,5w		
7	04 02	15 13 19,4	0,71	45,71	18,1	26,62	18,1	140					3,4/2	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		15 13 19,4	0,32	45,69	2,1	26,59	1,5	140,4	2,5				2,7/25		
		15 13 19,8		45,72		26,74		135,2				3,38			
		15 13 19,0	0,2	45,68	3,3	26,59	2,4	140,5					2,7		
		15 13 18,0		45,73	4,9	26,57	3,2	155,9	7,7				3,2		
8	07 02	13 27 15,0	1	45,68	12,4	26,41	12,4	150					3,1/1	MOLD BUC IRSA EMSC ROMPLUS	
		13 27 15,4	0,5	45,65	3,6	26,48	2,4	145	3,8				2,2/27		
		13 27 16,5		45,7		26,55		137,6				3,19			
		13 27 15,1	0,27	45,64	4,8	26,48	3,3	145,9					2,2		
		13 27 14,8		45,67	5	26,48	4,2	152,3	8,2				3,3		
9	25 02	15 51 29,0	0,92	45,57	12,9	26,56	12,9	100			3,4/1	3,7/1	4,15/2	10,4/1	MOLD 1
		15 51 28,9		45,55		26,74		120			3,4/1	3,7/1		10,4/1	MOLD 2

Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2011

		15 51 28,7	0,32	45,6	2,1	26,55	1,7	105,2	3,1				3,8/40		BUC
		15 51 29,4		45,58		26,63		99,6				4,31			IRSA
		15 51 30,1	0,7	45,9		27,1		100		3,9/5	3,5/5	3,5/5		10,8/5	SIM
		15 51 28,7	0,14	45,57	2,8	26,54	2,1	106	1,6				3,8		EMSC
		15 51 28,6		45,59	2,7	26,55	2,4	110	5,3				4,0w		ROMPLUS
		15 51 27,3		45,61		26,61		96			4,1				MOS
10	28 02	18 55 12,3	1,04	45,68	23,4	26,66	23,4	150					3,2/2		MOLD
		18 55 12,5	0,37	45,7	2,6	26,63	1,9	146,7	2,9				2,8/32		BUC
		18 55 15,4		45,64		26,7		119,4				3,63			IRSA
		18 55 12,5	0,22	45,69	3,7	26,62	2,9	142,5					2,8		EMSC
		18 55 10,8		45,77	3,5	26,56	3,3	163					3,6w		ROMPLUS
11	05 03	16 37 08,4	2,01	45,78	11,3	26,83	11,3	10					2,7/1		MOLD
		16 37 09,4	0,34	45,89	3	26,86	2,6	5,6	3,8				2,2/12		BUC
		16 37 09,7		45,85		26,75		5,8				2,4			IRSA
12	08 03	04 09 45,2	3,3	45,48	10,3	27,11	10,3	10							MOLD
		04 09 47,7	0,28	45,47	2,5	27,2	1,8	13,1					2,2/20		BUC
		04 09 40,9		45,59		26,99		8,97				2,7			IRSA
13	13 03	14 20 30,3	0,63	45,68	11,7	26,43	11,7	160		3,7/1	3,5/1	3,8/1	4,2/2	10,8/1	MOLD
		14 20 31,1	0,32	45,63	2,5	26,46	2	149,6	2,6				3,5/39		BUC
		14 20 31,8		45,64		26,57		144				4,05			IRSA
		14 20 32,2	1,2	45,91		26,71		150		3,5/5	3,0/3	3,5/3		10,4/5	SIM
		14 20 30,8	0,16	45,63	2,9	26,45	2,5	149,9	1,6				3,5		EMSC
		14 20 30,3		45,65	3,9	26,45	3,2	160,6	7,1				3,9w		ROMPLUS
14	17 03	21 31 21,0	1,68	45,59	12,2	26,08	12,2	10					2,5/1		MOLD
		21 31 21,7	0,28	45,52	2,7	26,03	2	2,2					2,2/21		BUC
		21 31 20,5		45,54		26,06		0,76				2,82			IRSA
15	26 03	18 36 49,2	0,89	45,7	11	26,6	11	80					3,1/1		MOLD
		18 36 48,7	0,36	45,7	2,3	26,54	1,9	87,6	3,4				2,8/32		BUC
		18 36 49,0		45,71		26,57		85				3,14			IRSA
		18 36 49,5	0,9	45,4		26,9		100		3,0/2	3,3/4			9,4/2	SIM
		18 36 49,0	0,15	45,7	2,5	26,53	2,1	85,9	1,6				2,9		EMSC
		18 36 48,9		45,69	5,1	26,54	8,5	87,5	8,5				3,5w		ROMPLUS
16	04 04	16 23 07,7	0,76	45,76	13	26,65	13	140					2,6/1		MOLD
		16 23 08,7	0,57	45,69	3,8	26,64	2,6	139,3	4,1				2,0/20		BUC
		16 23 10,3		45,74		26,63		122,5				2,78			IRSA
		16 23 08,2	0,32	45,68	5,3	26,64	3,8	137	2,6				2,1		EMSC
		16 23 06,6		45,77	4,3	26,6	5,5	154,4	8,3				3,3		ROMPLUS
17	05 04	02 28 20,7	1,23	45,79	14,6	26,76	14,6	70					2,5/2		MOLD
		02 28 20,4	0,31	45,83	2,4	26,7	1,8	73,6					2,5/40		BUC
		02 28 21,7		45,88		26,63		56,3				3,09			IRSA
		02 28 22,1	0,9	46		26,8		100		2,4/3		3,2/2	2,8/3	9,2/3	SIM
		02 28 20,8	0,14	45,83	2,7	26,68	2,2	69,1	2				2,5		EMSC
		02 28 20,9		45,82	5,8	26,68	7,2	63,7	10,6				3,1w		ROMPLUS
18	04 05	09 25 04,0	1,16	45,61	16,5	26,54	16,5	100					3,3		MOLD
		09 25 04,9	0,61	45,66	3,3	26,62	3,3	114,4	4,5				2,5/20		BUC

Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2011

		09 25 06,8		45,69		26,51		91,37				2,61			IRSA
		09 25 05,3	0,4	45,67	5,4	26,58	4,8	107,9	3,2				2,5		EMSC
		09 25 03,5		45,75	6,4	26,54	6,9	129,4	10,2				3,5w		ROMPLUS
19	08 05	00 22 14,0	0,97	45,69	10,2	26,54	10,2	90		3,0/1		3,0/1	3,2/3	9,0/1	MOLD
		00 22 14,2	0,29	45,67	2,1	26,56	1,7	90,3	3				2,9/42		BUC
		00 22 12,8		45,74		26,65		93,4				2,95			IRSA
		00 22 14,4	0,7	45,7		26,6		100		2,6/3	2,4/3	3,1/3		9,3/3	SIM
		00 22 14,3	1,7	45,69	2,4	26,56	2,2	87,8	1,7				2,9		EMSC
		00 22 14,2		45,7	6,2	26,57	5,8	87,9	8,9				3,5w		ROMPLUS
20	19 05	08 49 53,0						33		3,2/1	3,0/1	3,1/1		9,5/1	MOLD
21	24 05	08 18 00,4	1	45,68	20,2	26,49	20,2	160					3,0/2		MOLD
		08 18 01,5	0,22	45,64	1,7	26,42	1,2	149,6	1,7				2,6/33		BUC
		08 18 02,6		45,63		26,51		140,3				3,3			IRSA
		08 18 01,1	0,14	45,62	2,6	26,41	1,9	150,3	2,6				2,6		EMSC
		08 18 00,2		45,67	7,4	26,38	6	161	10,8				3,6w		ROMPLUS
22	01 06	06 40 30,5	0,71	45,79	8,4	26,72	8,4	90					2,6/2		MOLD
		06 40 30,38	0,5	45,78	3,3	26,78	2,6	94	4				2,1/20		BUC
		06 40 31,1		45,755		26,88		86,4				2,74			IRSA
23	07 06	12 05 59,8	0,76	45,74	13,9	26,72	13,9	110					3,1/3		MOLD
		12 05 59,7	0,31	45,75	2	26,7	1,7	109	2,6				2,8/28		BUC
		12 05 59,3		45,78	6,6	26,68	5,2	115,6	9,5				3,4w		ROMPLUS
24	08 06	15 16 10,2	1,09	45,62	14,5	26,38	14,5	110		4,5/1	4,5/1	4,7/1	5,0/4	12,2/1	MOLD
		15 16 10,1	0,26	45,6	2,1	26,41	1,7	113,2	2,4				4,5/44		BUC
		15 16 10,6		45,59		26,53		104,6				4,8			IRSA
		15 16 11,0	0,5	45,6		26,5		100		4,0/7	4,0/7	3,9/6		11,9/7	SIM
		15 16 10,3	0,07	45,57	1,8	26,42	1,7	110,2	1				4,5		EMSC
		15 16 09,5		45,61	4	26,43	4,5	109,9	7,9				4,3w		ROMPLUS
		15 16 08,4		45,63		26,48		105				4,5			MOS
25	09 06	03 42 58,5	1,42	45,75	25,4	26,35	25,4	160		3,3/1	3,0/1	3,4/1	3,6/2	10,1/1	MOLD
		03 42 58,2	1	45,6	1	26,34	1	170	1				2,9/13		BUC
		03 42 58,4		45,569		26,49		165,5				3,36			IRSA
		03 42 58,8	0,2	45,55	4	26,38	3	160,8	1,8				3		EMSC
		03 42 58,5		45,62	7,2	26,36	8	166,8	12,3				3,9w		ROMPLUS
26	09 06	12 02 21,7	0,72	45,63	12,1	26,4	12,1	120					3,0/1		MOLD
		12 02 22,0	0,58	45,56	3,6	26,46	2,7	121					2,5/18		BUC
		12 02 21,6		45,58	7,2	26,44	6	128,8	9,8				3,2w		ROMPLUS
27	25 06	23 14 08,3	0,64	45,72	11,3	26,53	11,3	150		3,1/1		3,4/1	3,8/2	9,6	MOLD
		23 14 09,0	0,4	45,67	2,7	26,52	2,3	142,2					3,1/34		BUC
		23 14 08,8		45,7		26,62		146,6				3,76			IRSA
		23 14 08,6	0,21	45,67	3,5	26,51	3	145,6	2				3,2		EMSC
		23 14 07,9		45,72	6	26,48	6,2	153,3	11,2				3,8w		ROMPLUS
28	29 06	03 02 34,7	2,8	46,37	21	26,85	21	20					3,2/3		MOLD
		03 02 33,6	0,19	46,52	1,3	26,88	1,2	2,3	1,7				2,3/16		BUC
		03 02 40,3		46,52		26,75		0				2,53			IRSA
29	11 07	04 06 35,3	0,92	45,72	14	26,71	14	100					2,4/1		MOLD
		04 06 34,4	0,58	45,74	4,1	26,78	2,7	109,9	4,1				2,1/17		BUC

Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2011

		04 06 37,1		45,73		26,75		85,66				2,39			IRSA
30	12 07	09 34 12,3	1,09	48,31	6,6	26,91	6,6	10					2,1/1		MOLD
		09 34 10,7	0,66	48,33	5,2	27	2,9	0					2,4/9		BUC
31	12 07	14 52 58,3	1,29	45,7	13,2	26,48	13,2	100		4,2/1	3,9/1	4,2/1		11,8/1	MOLD
		14 52 58,2	0,48	45,69	3,1	26,55	2,8	100	4,5				3,8/17		BUC
		14 52 58,1		45,68		26,61		105,4				4,31			IRSA
		14 52 57,8	2,5	45,69		26,79		89		4,2/6	3,0/2	3,5/6		11,6/6	SIM
		14 52 58,2	0,12	45,66	2,8	26,49	2,3	103,1	1,5				3,8		EMSC
		14 52 58,1		45,68	4,5	26,52	4,7	106,7	8				3,9w		ROMPLUS
		14 52 56,7		45,64		26,48		109			4,0				MOS
32	21 07	22 30 10,5	1,5	45,52	19,8	26,35	19,8	110		3,7/1	3,8/1	3,7/1		10,5/1	MOLD
		22 30 09,7	0,8	45,6		26,5		100		3,3/5	3,5/6	3,6/5		10,1/5	SIM
		22 30 10,0	0,26	45,54	2,2	26,39	1,6	114	2,4				3,6/42		BUC
		22 30 11,6		45,51		26,58		102				4,3			IRSA
		22 30 10,4	0,18	45,53	3,3	26,39	3	108	8,7				3,6		EMSC
		22 30 09,9		45,54	4,3	26,39	5,3	117,2	8,9				3,9w		ROMPLUS
		22 30 08,7		45,55		26,43		122			4,0				MOS
33	06 08	15 55 18,9	1,07	45,72	11,4	26,53	11,4	70							MOLD
		15 55 19,0		45,7		26,6		100		3,3/3		3,1/3		9,7/3	SIM
		15 55 17,8	0,39	45,72	2,6	26,56	2,2	89,2	4,1				3,0/23		BUC
		15 55 18,87		45,75		26,59		73,7				2,8			IRSA
		15 55 18,2	0,22	45,73	3,8	26,58	3,1	83,2	2,3				2,8		EMSC
		15 55 17,5		45,73	5,2	26,56	4,5	91,4	8,7				3,2w		ROMPLUS
34	22 08	05 30 46,4	0,81	45,74	10,8	26,91	10,8	120					3,3/1		MOLD
		05 30 46,3	0,58	45,76	3,8	26,85	2,7	120,5	4,4				2,7/26		BUC
		05 30 44,7		45,77		26,79		85,9				2,9			IRSA
		05 30 46,2	0,32	45,76		26,84		120,2							EMSC
		05 30 45,7		45,85	5,1	26,33	5,2	128	15,8				3,5w		ROMPLUS
35	30 08	04 52 47,2	0,69	45,6	11,3	26,36	11,3	120					3,2/1		MOLD
		04 52 46,8	0,44	45,53	2,8	26,37	2,2	126	3,4				2,8/23		BUC
		04 52 47,1		45,55		26,45		126,6				2,95			IRSA
		04 52 46,6	0,24	45,53	3,7	26,35	3	128,6	2				2,9		EMSC
		04 52 45,9		45,58	5,1	26,33	5,2	138,6	8,7				3,2w		ROMPLUS
36	30 08	20 51 37,5	1,01	45,74	14,2	26,53	14,2	150		3,6/1	3,3/1	3,8/1	4,0/3	9,8/1	MOLD
		20 51 37,9	0,4	45,48		26,7		100		3,3/5	3,0/5	3,6/4		9,7/5	SIM
		20 51 38,0	0,36	45,7	2,6	26,57	2,3	141	3,2				3,6/39		BUC
		20 51 38,2		45,7		26,69		144				4			IRSA
		20 51 37,9	0,14	45,68	2,8	26,54	2,5	136					3,7		EMSC
		20 51 37,7		45,71	3,5	26,58	4,2	147,9	7,7				4,1w		ROMPLUS
37	30 09	05 31 22,4	1,2	45,6	14,2	26,35	14,2	140		4,7/1	4,1/1	4,1/1	5,2/3	12,7/1	MOLD
		05 31 22,2	1	45,82		26,42		100		4,0/5	3,4/4	3,7/4		11,3/6	SIM
		05 31 22,5	0,39	45,52	2,9	26,35	2,2	138,1	3,4				4,7/41		BUC
		05 31 13,7		45,45		26,46		114,8				4,32			IRSA
		05 31 22,4	0,06	45,5	2,1	26,31	1,7	134,9			4,5				EMSC
		05 31 22,9		45,53	4,4	26,36	3,9	146,3	7,8				4,3w		ROMPLUS
		05 31 21,6		45,51		26,29		140			4,6				MOS

Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2011

38	08 11	10 12 56,5	1,1	45,79	7,2	26,88	7,2	10					2,9/4		MOLD
		10 12 56,6	0,19	45,78	1,7	26,86	1,4	7	1,7				2,5/22		BUC
		10 12 54,6		45,74		26,91		7,5				2,8			IRSA
		10 12 56,3	0,14	45,78	3,2	26,84	3	3	1,4				2,6		EMSC
39	16 11	10 57 34,1	1,05	45,66	11,4	26,7	11,4	120					3,7/1		MOLD
		10 57 33,7	0,55	45,58	4,3	26,55	2,5	127,1	4				3,3/17		BUC
		10 57 38,1		45,59		26,67		96,4			2,5				IRSA
		10 57 33,6	0,66	45,58		26,55		127					3,3		EMSC
		10,57 33,9		45,62	4,4	26,56	3,3	129,9	6,9				3,4w		ROMPLUS
40	22 11	03 01 34,4	1,6	45,78	11,1	26,46	11,1	150					3,6/1		MOLD
		03 01 34,8	0,82	45,6	4,3	26,46	3,3	144,7	5,7				3,1/15		BUC
		03 00 58,2		45,65		26,62		104			2,5				IRSA
		03 00 57,8	0,49	45,67	6,4	26,59	5,4	103	3,7				2,8		EMSC
		03 01 34,8		45,6	5,3	26,41	4,5	149,5	9,1				3,2w		ROMPLUS
41	23 11	23 08 42,2	1,1	45,53	10	27,87	10	20					2,9/3		MOLD
		23 08 42,2	0,28	45,56	2,1	27,9	1,6	11,9	2,1				2,5/17		BUC
		23 08 40,6		45,591		27,95		4,6			2,9				IRSA
		23 08 42,2	0,76	45,56		27,89		11					2,5		EMSC
42	23 11	23 51 19,7	1,02	45,58	13,1	26,72	13,1	20					3,3/2		MOLD
		23 51 21,0	0,16	45,6	1,5	26,72	1,3	25,9	1,6				3,0/35		BUC
		23 51 20,5	0,9	45,9		26,9		33		3,1/3	2,8/2	3,4/2		9,6/3	SIM
		23 51 20,0		45,56		26,72		19,8				4,3			IRSA
43	25 11	11 55 02,1	1,5	45,77	21,8	26,44	21,8	120		3,3/1	3,8/1	3,4/1	3,1/1	10,6/1	MOLD
		11 55 02,6	0,56	45,6	3,3	26,42	2,2	119	4				3,1/14		BUC
		11 55 02,1	0,2	45,8		26,6		100		3,2/4	3,1/3	3,3/3		9,8/4	SIM
		11 55 02,8		45,62		26,39		118				3,7			IRSA
		11 55 01,8		45,61	2,4	26,37	2	128,5	4,1				3,8w		ROMPLUS
44	27 11	04 23 52,9	1,6	45,87	13,9	26,89	13,9	10		3,2/1			3,2/4	8,9	MOLD
		04 23 53,9	0,24	45,92	1,8	26,87	1,7	6,3	1,9				2,8/27		BUC
		04 23 53,5		45,83		26,8		0			2,7				IRSA
		04 23 53,8	0,97	45,92		26,87		6					2,8		EMSC
45	01 12	12 28 32,7	0,84	45,68	12,8	26,66	12,8	130					3,6/2		MOLD
		12 28 33,0	0,57	45,67	4	26,67	3	128	3,9				3,2/10		BUC
		12 28 34,3		45,6		26,67		117			2,87				IRSA
		12 28 33,1	0,34	45,65	5,3	26,63	4,3	126					3,2		EMSC
		12 28 31,4		45,68	5,3	26,57	5,4	143,6	8				3,2w		ROMPLUS
46	02 12	15 13 25,3	1,04	45,4	9,2	27	9,2	30					2,8/3		MOLD
		15 13 25,8	0,2	45,43	1,5	27,03	1,3	16,7	1,4				2,5/23		BUC
		15 13 24,6		45,46		27,05		16,4			2,78				IRSA
		15 13 25,3	0,12	45,42	2,8	27,03	2,4	10					2,6		EMSC
47	02 12	20 59 46,5	0,81	45,67	10,5	26,59	10,5	100					4,2/4		MOLD
		20 59 46,2	0,31	45,68	2,1	26,52	1,8	106	3,1				3,8/38		BUC
		20 59 47,2		45,65		26,62		99,2				3,3			IRSA
		20 59 48,4		45,7		26,5		100		3,2/4		3,5/2		9,8/5	SIM
		20 59 46,2	0,71	45,68		26,52		106					3,8		EMSC



		20 59 45,8		45,69	4,1	26,49	4	112,3	7,7				4,0w		ROMPLUS
48	05 12	02 49 19,3	0,87	45,69	18,3	26,55	18,3	150		3,7/1	3,5/1	3,8/1	4,3/3	11	MOLD
		02 49 19,5	0,35	45,68	2,6	26,54	2,1	146	3,1				3,9/41		BUC
		02 49 20,7		45,68		26,57		136				3,7			IRSA
		02 49 20,6	1	45,7		26,5		100		3,2/4		3,5/4	2,8/3	10,4/5	SIM
		02 49 19,3	0,82	45,68		26,54		146					3,9		EMSC
		02 49 19,1		45,69	2,7	26,52	2,2	154,7	4,7				4,1w		ROMPLUS
49	27 12	04 02 07,8	0,84	45,59	15,4	26,4	15,4	130					3,4/1		MOLD
		04 02 09,2	0,4	45,54	2,8	26,41	2	118,5					3,2/23		BUC
		04 02 07,9		45,56		26,42		131,6				3,3			IRSA
		07 02 09,0	0,09	45,52	3,8	26,4	2,8	120					3,2		EMSC
		04 02 08,4		45,55	3,3	26,42	2,7	125,3	6,2				3,5w		ROMPLUS
50	30 12	22 13 01,4	1,07	45,6	12,3	26,36	12,3	140					3,0/4		MOLD
		22 13 02,4	0,72	45,64	3,8	26,53	3,3	134	5,2						BUC
		22 13 01,9		45,65		26,59		140				3,1			IRSA
		22 13 01,9	0,63	45,64		26,53		133					3,1		EMSC
		22 13 01,2		45,69	7,6	26,52	6,6	147,2	12,6				3,1w		ROMPLUS
51	31 12	18 27 38,0	0,61	45,74	14,9	26,56	14,9	120					3,6/1		MOLD
		18 27 38,0	0,59	45,75	3,5	26,63	2,9	121	4,3				3,0/19		BUC
		18 27 38,4		45,75		26,66		120				3			IRSA
		18 27 37,9	0,73	45,75		26,63		121					3		EMSC
		18 27 38,3		45,74	3,6	26,95	3,5	123,6					3,2w		ROMPLUS

În plan energetic, anul seismic 2010 a fost slab. Cea mai mare magnitudine înregistrată pe parcursul anului a fost de 4.7.

Pe baza evenimentelor localizate (Tabelul 4), s-au estimat parametrii regimului seismic în anul 2010 pentru cutremurele intermediare generate de sursa Vrancea. Ca bază, în calcul a fost acceptată magnitudinea ml, deoarece ea este prezentă pentru toate seismele incluse în Catalogul evenimentelor. Pentru construirea graficului distribuției frecvența de apariție – magnitudine s-a utilizat metoda claselor de aceeași probabilitate. Magnitudinile au fost selectate astfel, ca fiecare clasă să conțină aproximativ un număr egal de frecvențe. Luând în considerație această repartiție, magnitudinile au fost repartizate astfel: 2.25; 2.85; 3.35; 3.95; 4.5. Graficul cumulativ al distribuției frecvenței de apariție-magnitudine este reprezentat în figura 2.

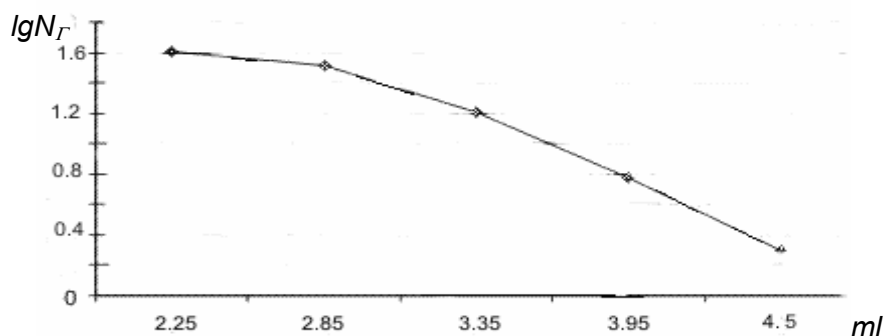


Figura 2. Distribuția frecvenței de apariție - magnitudine pentru cutremurele vrâncene produse în anul 2010.

Luând în considerație partea liniară a graficului distribuției frecvenței de apariție-magnitudine, pentru calculul coeficienților dependenței liniare se obțin următoarele valori:

$$\lg N_T = 3,88 - 0,78 ml$$

Valoarea unghiului de înclinație a graficului frecvenței de apariție- magnitudine pentru scara de magnitudini ml în anul 2010 este egală cu  $\sim 0,8$ , care este aproape de valorile medii ale acestui coeficient, calculat pentru intervalele de durată [7].

Din analiza distribuției frecvenței de apariție - magnitudine se vede, că cele mai reprezentative cutremure conform datelor stațiilor seismice din Republica Moldova sunt cutremurele de  $M=3.35$  ( $K \approx 10$ ). Atunci calculul activității seismice în anul 2010 în unități  $A_{10}$ , conduce la valoarea  $A_{10} = 0,017$ . Această mărime este cu mult mai mică decât valoarea calculată pentru observările de lungă durată [8]. Valorile obținute ale indicilor cantitativi ai regimului seismic caracterizează seismicitatea regiunii Vrancea doar pentru anul 2010.

Două evenimente, 8 iunie și 30 septembrie, s-au manifestat macroseismic pe teritoriul României și Republicii Moldova cu o intensitate ce nu a depășit 3 grade MSK.

În orașul Chișinău au parvenit trei relatări despre manifestarea cutremurului din 8 iunie ( $MSM = 4.5$ ) la etajele patru, cinci și șapte ale clădirilor. Oamenii au simțit o zguduire ușoară. Intensitatea în Chișinău a seismului din 8 iunie poate fi apreciată la 2 grade MSK. În România, conform datelor Institutului Național pentru Fizica Pământului, la acest eveniment s-au înregistrat 3 grade în București, Focșani, Galați și Constanța [3].

Pentru seismul din 30 septembrie ( $MSM=4.7$ ) se dispune de informații din orașul Cahul și Chișinău. În Cahul, din 39 de respondenți au simțit cutremurul 5 persoane, ce se aflau la etajele 4-5 în clădiri din panouri mari. Oamenii au simțit oscilații slabe și au recepționat zgomotul abia auzit de la zăngănitul veselei și a ușilor de mobilier. Conform a 12 relatări din Chișinău, s-au simțit zguduiri slabe și oscilații ale clădirilor la etajele 1-11, în cazuri separate s-au observat oscilații ale lustrei (etajul 3), zăngănitul ușii dulapului (etajul 5), s-a observat un comportament agitat al pisicii (primul etaj). Intensitatea cutremurului în Cahul și Chișinău - 2-3 grade MSK. Seismul deasemenea a fost simțit cu o intensitate de 2 grade în București, Galați, Brăila și Buzău (România).

Pentru patru cutremure produse în anul 2010 (25 februarie, 13 martie, 8 iunie și 30 septembrie) în regiunea intermediară Vrancea s-au calculat parametrii de mecanism focal. Soluțiile planelor de falie pentru cele mai mari evenimente sunt prezentate în Tabelul 5 și Figura 3.

Tabelul 5

Mecanismele focale pentru patru cutremure produse în anul 2010.

Data	Planele nodale						Tensiuni						N/n	Autor	
	NP1			NP2			Axa P		Axa B		Axa T				NP1
	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	Az	p	Az	Pl	Az	Pl			
25 02	193	64	58	67	40	138	304	12	208	28	58	58	53/4	MOLD	
13 03	274	40	110	70	44	74	172	6	80	12	290	76	50/4	MOLD	
08 06	128	46	106	287	46	74	207	1	298	11	130	80	53/6	MOLD	
08 06a	140	45	85	327	46	95	53	0	143	4	317	86		INGV	
30 09	274	44	94	86	44	84	359	0	90	4	270	88	59/7	MOLD	

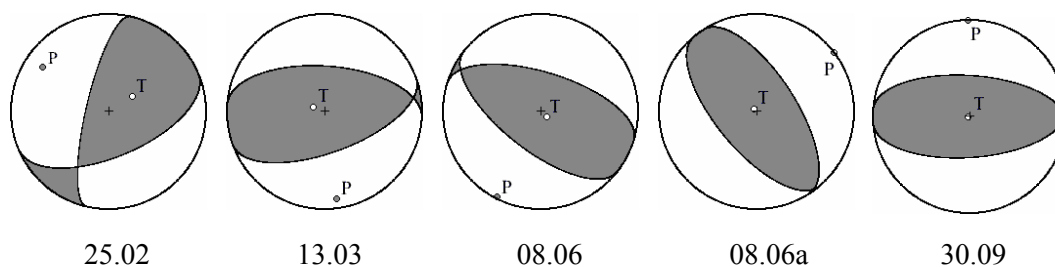


Fig. 3. Soluțiile planelor de falie pentru cutremurele din Vrancea produse în anul 2010.

Proiecție stereografică pe semisfera de jos.

○ – axele principale ale compresiei (P) și dilatării (T), + - linii nodale.

Soluțiile tuturor mecanismelor focale ale cutremurelor au fost obținute în baza teoriei dislocațiilor [9]. Pentru cutremurul din 8 iunie este prezentată soluția rapidă a mecanismului focal (08.06 a), raportată de INGV din datele globale, obținută prin metoda tensorului moment seismic [3].

Hipocentrele a 3 cutremure (25 februarie, 13 martie, 8 iunie) sunt localizate în partea centrală a regiunii Vrancea, la curbura Arcului carpatic, la diferite segmente de adâncimi. Seismul din 30 septembrie este localizat, față de primele trei, mai spre sud-vest. Pentru toate focarele cutremurelor examinate se observă o orientare tipică pentru regiunea Vrancea a axelor de tensiuni: compresie aproape orizontală și dilatare aproape verticală. Toate evenimentele analizate se caracterizează printr-o componentă dominantă de falie inversă.

Cutremurul din 25 februarie s-a produs la adâncime de circa 110 km. Soluția mecanismului focal este obținută pe baza a 53 de polarități ale undei P (26 - comprimare, 27 - dilatare) luate din buletinele EMSC și BUC [3,4] și este tipică pentru centrul zonei. Orientarea planelor nodale este nord-est - sud-vest. Pe unul din planele abrupte ( $D_p=64^\circ$ ) s-a produs faliera inversă.

Hipocentrul cutremurului din 13 martie a fost localizat la adâncimea de 160 km. Pentru determinarea mecanismului focal s-au utilizat 50 de polarități a undelor P (35 - de comprimare, 15 - de dilatare). Ambele plane nodale sunt înclinate față de orizont sub unghiurile de 44 și 40 grade și orientate sublatitudinal. Axa de compresie este orientată aproape meridional. Se obține din nou un mecanism de tip falie inversă cu o componentă nu prea mare a mișcării.

Cutremurul din 8 iunie a avut hipocentrul la adâncimea de 110 km. Pentru acest seism este prezentată și soluția rapidă a mecanismului de focar (08.06a), obținută prin metoda tensorului moment centroid [3]. La determinarea mecanismului focal s-a aplicat metoda tradițională [8], pentru care s-a avut la dispoziție 53 de polarități ale undei P (31- comprimare, 22- de dilatare). Soluțiile obținute prin metoda tradițională și prin metoda tensorului moment centroid concordează între ele. Orientarea posibilelor plane de rupere - direcția NW-SE, înclinarea față de orizont ~ 45 grade. Alunecarea în sursă este apropiată unei falieri inverse. Segmentul de sud-vest al falierii este împins pe segmentul de nord-est.

Focarul cutremurului din 30 septembrie a fost situat în partea inferioară a zonei seismice active la adâncimea de 140 km. Mecanismul focal s-a obținut din 59 polarități, 36 de compresie, 23 de dilatare. Ambele plane nodale sunt înclinate față de orizont sub unghiul de 44 de grade și orientate în direcția est-vest. Falierea în sursă s-a produs sub

acțiunea forței orizontale de compresie, orientarea axei căreia a fost meridională. Pe unul din planele ( $\text{Stk} = 274^\circ$ ) s-a produs avansarea segmentului de nord a ruperii pe segmentul de sud.

Analiza mecanismelor de focar a cutremurelor medii după nivel energetic produse în anul 2010, evidențiază o orientare haotică a planelor de falieri într-un volum seismogen restrâns, care împiedică apariția cutremurelor mari [9].

### Bibliografie

1. Илиеш И.И., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В. Сейсмичность Карпат по наблюдениям на станциях Молдовы в 2009 году. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2010. N. 32-40.
2. Алексеев И.В., Роман А.А., Симонова Н.А. Построение регионального годографа очага Вранча на основе данных Международного Сейсмологического Центра. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, N 1, 2005. P. 48-52.
3. EMSC, Earthquake information Euro-Med seismicity. Real Time Seismicity <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/seismologist.php>.
4. Institutul Național pentru Fizica Pământului C.P. MG-2, București - Măgurele, România, <http://infp.infp.ro/eqsinfo.php>.
5. Seismological Catalogue. Geophysical Survey (Obninsk), RAN, [bull@gstras.ru](mailto:bull@gstras.ru).
6. Сводный бюллетень записи землетрясений ближней зоны. Отдел сейсмологии, Институт геофизики им. Субботина, Симферополь.
7. Гинсарь В.Н. Исследование изменений параметров среды в области Вранча по вариациям наклона графика повторяемости. Карпатское землетрясение 1986 г. Кишинев, «Штиинца», 1990. С.17-21.
8. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев, Штиинца, 1976. 116 с.
9. Введенская А.В. Исследования напряжений и разрывов в очагах при помощи теории дислокаций. М. Наука, 1976. С. 114-126.
10. Кузнецова К.И. Схема распространения трещин в неоднородной среде и статистическая модель сейсмического режима. Исследования по физике землетрясений. М. Наука, 1976. с. 114-126.

*Primit la redacție – 28 iunie 2011*

CZU 550.343

*Stepanenco N.*

## **Câmpul macroseismic al cutremurului vrâncean din 10 noiembrie 1940**

### **Abstract**

*The article provides research materials of macroseismic effect of the earthquake November 10, 1940 in Republic of Moldova, Ukraine and Russia.*

### **Rezumat**

*Articolul conține materiale de cercetare al efectului macroseismic cauzat de cutremurul din 10 noiembrie 1940 în Republica Moldova, Ucraina și Rusia.*

### **Резюме**

*В статье приводятся материалы исследования макросейсмического эффекта землетрясения 10 ноября 1940 г. на территории Молдовы, Украины и России.*

Cutremurul din 10 noiembrie 1940 s-a simțit pe o suprafață de circa 2 milioane de kilometri pătrați, inclusiv în sud-vestul fostei Uniunii Sovietice. Oscilațiile seismice au fost sensibilizate de populație la Moscova, Leningrad, Yaroslavl, Voronej, Novocerkassk și a. La acest cutremur a fost obținut un material bogat privind deteriorarea clădirilor și construcțiilor, precum și înregistrări valoroase la mai multe stații seismice.

Datele colectate de la cutremurul pe 10 noiembrie 1940 s-au dovedit a fi foarte utile pentru zona hazardului seismic din Sud-Estul Europei. Acest eveniment devastator a servit, de asemenea un prilej pentru organizarea de observări seismologice sistematice în zona Carpaților, războiul din 1941-1945 însa organizarea unei rețele de stații seismice, așa cum se intenționa. Și numai în anul 1948 s-a revenit la ideea de dezvoltare a unei astfel de rețele. În anul 1949 a fost deschisă stația seismică centrală "Chișinău» (KIS); apoi au fost organizate stațiile "Cahul» (KGL, 1978), "Leova» (LEOM, 1982), "Soroca» (SORM, 1983) și "Giurgiulești» (GIUM, 1988).

Pe teritoriul URSS, cutremurul în cauză s-a manifestat cu o intensitate maximă în Republica Moldova și regiunile de sud-vest ale Ucrainei, provocând distrugerii și deteriorări grave de clădiri în multe localități.

Consiliul Comisarilor Poporului din RSS Moldovenească la 21 noiembrie 1940 a raportat Consiliului Comisarilor Poporului din URSS unele datele cu privire la impactul cutremurului pe 10 noiembrie 1940. Au fost uciși, sau au murit din cauza rănilor grave 17 persoane, grav răniți 66, răniți ușor 546 de persoane. Cele mai afectate în Moldova au fost județul Cahul (207 clădiri distruse complet și 1981 deteriorate), urmat de Chișinău (136 și 1904 clădirii). Și în Tiraspol au fost 3 complet distruse și 275 clădiri avariate [1]. De menționat, ca datele oficiale raportate sunt diferite decât cele menționate în alte documente veridice. Astfel, conform lucrării [1], numai în Chișinău numărul morților a fost nu mai puțin de 78 de persoane, numărul răniților - circa 1000 persoane. Autorul atenționează, că datele sunt incomplete, în realitate numărul jertfelor fiind mai mare.

Pe teritoriul RSS Moldovenești consecințele cutremurului au fost profund studiate și descrise de către Comisia specială condusă de profesorul V.O. Țșoher, creată în 1941 de către Institutul Geofizic al URSS [2]. Activitatea principală a comisiei s-a desfășurat în Chișinău, dar au fost deasemeni efectuate studii în teren pe ruta Chișinău-Hîncești –Leușeni – Vișnevca- Comrat –Cimișlia- Băcioi. Au fost investigate detaliat șapte localități din partea centrală a Republicii Moldova. Este necesar de remarcat faptul, că în zona Codrilor Centrali, vizitată de către Comisie, multe case țărănești erau construite din stâlpi de lemn îngropați în pământ, cu pereți împlețiți cu nuielușe și acoperite cu lut pe partea exterioară. După cutremurul devastator din 23 ianuarie 1838, Guvernul Rusiei țariste a interzis construirea de case mai înalte de două etaje. Aceste restricții au existat Chișinău și înainte de 1940.

În or. *Chișinău*, conform studiului efectuat, numărul clădirilor afectate a alcătuit 2795. Distribuția clădirilor afectate conform gradului de avariere a fost următoarea: clădiri distruse complet – 172; necesitau reparații capitale - 501; necesitau reparații însemnate - 625; necesitau reparații neînsemnate -1496.

În localitatea *Vișnevca* au fost câțiva răniți, a căzut din turn clopotnița bisericii, iar în pereți s-au format fisuri. În curtea bisericii a căzut crucea memorială din granit împreună cu standul său, iar pedestalul s-a răsucit pe temelie. A suferit și biserica germană. Casele mari s-au deteriorat, s-au produs fisuri, care au străbătut pereții. Casele construite din lampaci au suferit relativ slab. Comisia sub conducerea lui V. Țșoher a estimat efectul macroseismic în Vișnevca ca egal cu 8 grade.

În orașul *Cahul*, în clădirea Departamentului de miliție s-au format fisuri în pereții. Etajul de sus al clădirii Detașamentului de frontieră s-a prăbușit complet, au fost victime. Etajul al doilea al Gimnaziului s-a deplasat spre nord cu 10 cm și s-a înclinat. S-au rupt firele de telefon și electricitate. De stat pe picioare în curte era posibil doar ținându-te de mâini cu altcineva. Din clădirea cu patru etaje a cazarmei, mai mulți soldați au sărit prin ferestre, rezultând morți și răniți. În cele mai multe clădiri au căzut coșurile de fum, sobele au fost deteriorate (8 grade) [2].

În *Cahul* de asemenea s-au produs fisuri în sol. Același lucru a fost observat și la fermele de stat *Albota* și *Trifești*, la est de Cahul, precum și de-a lungul râului Prut până la gura Tigheciului. În satul *Nemțeni*, unde din crăpături a fontonat apă și nisip, s-au format o serie de vulcănași noroioși. În Codrii Centrali au fost marcate prăbușiri de pante abrupte în ravene și zone de alunecări de teren [3].

Comisia Țșoher a calificat efectele cutremurului 10 noiembrie în *Leova*, *Comrat*, *Cimișlia*, *Leușeni* și *Rezeni* ca egale cu 7 grade.

În orașul *Leova*, un număr mare de case erau construite din lampaci și fețuite cu cărămidă. La cutremurul 10 noiembrie 1940 la multe case s-au prăbușit coșurile de fum, s-a năruit tencuiala, furnitura s-a stratificat. În biserică s-au format multe fisuri în pereții laterali. A fost deteriorată semnificativ o clădire, - peretele din spate s-a prăbușit complet și au căzut coșurile de fum. În unele puțuri de apă în apropierea râului Prut apa s-a revărsat. În albia râului Prut s-a observat o puternică tulburare a apei.

În localitatea *Leușeni* practic s-a prăbușit biserica, construită din piatră de formă neregulată și mortar de calitate proastă. În casele construite preponderent din lampaci sobele au fost deteriorate, coșurile de fum din cărămidă distruse, în pereți s-au format crăpături. Multe deteriorări au fost documentate în clădirile din preajma râului Celcaneț, în special în partea de jos a orașului. Apa râului Celcaneț a ieșit din maluri.

În satul *Rezeni* clădirile din lampaci au suferit puțin. Biserica construită din piatră și mortar de var, a fost deteriorată (au fost fixate fisuri, crucile ușor s-au îndoit, monumentele din curte au fost deteriorate).

În or. *Comrat*, singura clădire cu două etaje din lampaci - școala № 1- a suferit grav. S-au prăbușit frontoanele, coșurile de fum, în pereți au apărut fisuri. Biserica din piatră-zidărie a avut de suferit puțin.

În localitatea *Cimișlia*, biserica din piatră-zidărie a suferit puțin. Cele mai multe dintre clădiri din lampaci au supraviețuit. În general, au căzut coșurile de fum, s-au prăbușit frontoanele [2].

În or. *Chișinău*, pentru o fâșie îngustă de-a lungul falezei Valea Durlești și luncii râului Bîc, comisia Țșoher a constatat, ca cutremur s-a manifestat cu o intensitate de 8 grade. Partea centrală-plateau a orașului a fost atribuită zonei de 7 grade pe scara Mercalli-Kankani. Raportul Comisiei a fost unul din puținele documente care au supraviețuit după război.

O descriere detaliată a manifestărilor de evenimente în *Chișinău* a dat I.M. Suhov: aproximativ la ora 4 și 40 min. ora Moscovei, s-a simțit un impuls puternic, de la care s-au trezit practic toți locuitorii orașului. După o scurtă acalmie, atunci când unii oameni au reușit să fugă afară, pământul „fugea” de sub picioarele lor. Mulți cădeau, era greu de stat în picioare. Copacii se legăneau ca la o furtună puternică. Rămurele până la 4 cm grosime se rupeau. În tot orașul s-au observat izbucniri de lumină electrică, ca urmare a scurtcircuitului în rețelele electrice. Numeroși post-piloni au fost doborâți la pământ. Catargurile stației radio de înălțimea de 60m. cu lămpi de semnal de culoare roșie, descriau imense arcuri pe un cer de noapte întunecat. Clopotele din biserici sunau de la sine. Au fost complet distruse până la 200 de clădiri. Un număr și mai mare dintre ele au primit deteriorări grave. Printre clădirile avariate ar trebui să fie menționate în mod special clădirile de atunci a Institutului Agricol, Muzeului, Sovietului Suprem al RSSM, Uzinei de spirt, Comisariatului “Narcomzem”, Institutului Pedagogic. S-au prăbușit frontoanele, au căzut pereții, coșurile de fum, sobele au fost deteriorate. În oraș au fost avariate toate coșurile uzinelor. În biserici au apărut fisuri destul de mari. A fost deteriorată foarte grav cupola Catedralei. Biserica “Voznesenscaia” a fost atât de deteriorată, că s-a interzis slujba în ea. Crucea de pe cupolă a căzut. Slujba a încetat și în biserică “Rîșcani”. Gardurile de piatră s-au prăbușit. În multe cazuri stâlpii de piatră la porți au fost distruși și răsuciți în jurul axei verticale. La cimitir au fost deteriorate ori răsturnate numeroase monumente. Rezervorul turnului de apă de la colțul str. Kotovschii și Fontan, cu greutatea de 952 de tone, plin cu apă, a fost permutat la o distanță de 3,5 cm. În imediata apropiere de Chișinău, în vâlcelele Dicescu și lângă spitalul Costiugeni, s-a produs alunecarea unor părți semnificative din suprafața pământului. În oraș au fost marcate fisuri în solul uscat până la 5 cm lățime și 6 m lungime. Muzeul de Istorie a Ținutului a fost avariat puternic și a pierdut irevocabil aproximativ 40% din exponatele cele mai valoroase. Au fost auzite sunete de clopote practic la toate bisericile din oraș. Sub ruinele caselor, frontoanelor și gardurilor de piatră prăbușite, au fost uciși și mutilați mulți oameni. Frica provocată de acest cutremur a fost atât de mare, încât mulți locătarii de la etajele doi și trei au sărit prin ferestre și s-au ales cu leziuni grave [2].

Figura 1 prezintă imagini, ce ilustrează consecințele cutremurului în Chișinău [2].



Fig. 1. Clădiri avariate de cutremurul din 10 noiembrie 1940 în Chișinău

Administratorul Spitalului de psihiatrie din satul *Costiugeni* (suburbie a Chișinăului) cu privire la efectele devastatoare ale evenimentelor pe 10 noiembrie a raportat următoarele. Înainte de cutremur a fost audiat un vuiet. S-au prăbușit plafoanele în patru clădiri. 13 persoane au fost ucise. A căzut o treime din hornul de cărămidă a centralei termice cu înălțimea de 30 de metri, din care cauză el a fost ulterior demolat și înlocuit cu unul din metal. În clădirea școlii au apărut crăpături de până la 3 cm. În vecinătatea școlii a fost avariata o clădire cu două etaje atât de puternic, că a trebuit să fie demolată. Au fost grav afectate clubul, centrala electrică, blocul alimentară, atelierul de lucru și 15 case. Toate clădirile erau construite din piatră și cărămidă. Clopotele bisericii spitalului sunau de la sine. Pe partea stângă a văii, vizavi de școală, au avut loc alunecări de teren pe o zonă de 1,5 ha[4].

În or. *Kotovsk* (Hîncești), a fost auzit un vuiet din direcția satului *Lăpușna*. Comisia Țșoher a constatat, că deteriorările în masă lor principală sunt relativ ușoare care necesită doar reparații mici și mijlocii. În pereții bisericii s-au format fisuri, a avut loc o năruire ușoară a tencuiei, s-au îndoit crucile din benzi de fier, au căzut penele buiandrugului pe turnul de clopote. În *Ecaterinovca* (la 18 km de Cimișlia) clădirile bine construite practic n-au fost deteriorate. Unele coșuri au căzut [2].

În or. *Strășeni*, au căzut coșurile de fum. Copacii se clătină puternic.

În căminul din *Orhei*, se mișca podeaua și oamenii săreau prin ferestre. Cădeau coșurile de fum. Din cauza zguduirii puternice era greu de stat pe picioare, oamenii cădeau la pământ. În pereți s-au format fisuri. În cariera de piatră a fost ucis paznicul de o piatră ce a căzut de sus.

În or. *Bender*, în tot orașul au căzut coșurile de fum, frontoanele caselor, iar în suburbii, au fost fixate cazuri de distrugere completă a caselor. Stâlpii electrici se clătină puternic.

Fenomene, similare celor de la *Bender*, au fost observate și în *Tiraspol*. Copacii se legănau ca de la un vânt puternic. Era foarte dificil de stat pe picioare. Un om cu doi copii a fost ucis de un fronton, ce a căzut pe el.

În satul de pe malul Nistrului, *Răscăieți*, au căzut coșurile sobelor. Câinii urlau, animalele mugeau, găinele cădeau de pe stîngiele pe care dormeau. A fost imposibil de stat în picioare, atât de puternic se zguduia pământul.

În satul *Bulboaca*, a fost deteriorată școală.

În stația *Zaim*, trenul abia a început mișcarea și imediat s-a oprit, din cauza impulsului care aproape l-a aruncat de pe șinele de cale ferată.



În satul *Jeloboc*, pe r. Reut, de la zguduirii au căzut olanele de pe acoperișuri, într-o serie de case s-au produs fisuri, iar pe malul abrupt al râului s-au observat grămezi de roci prăbușite.

În satul *Peciște*, s-au format crăpături în pământ de dimensiuni de până la 5 cm.

În localitățile *Zgurița* și *Soroca*, au fost marcate fisuri mici în case, în unele locuri a căzut tencuiala, s-au dărâmat coșurile de fum slab construite.

În satul *Brezoaia*, zguduirile au fost foarte puternice, locuitorii a ieșit afară, în curte, dar casele na-u avut de suferit.

În or. *Bălți*, au fost cazuri de prăbușire a pereților și ferestrelor, cădere a coșurilor, dar nu au existat victime.

În localitățile *Ataci*, *Veregeni*, *Țipala*, *Nișcani* și *Naslavcea* majoritatea oamenilor au fost treziți de cutremur [4].

În baza observărilor făcute s-a constatat, că pe cea mai mare parte a teritoriul Republicii Moldova (cu excepția zonei nord-est), intensitatea cutremurului a fost de 7 grade, iar în regiunea de vest (zona Kârpineni-Giurgiulești, cu lățimea de până la 50 km de la Prut), intensitatea a fost de 8 grade.

Rezultatele prelucrării datelor macroseismice pentru teritoriul Republicii Moldova sunt prezentate în Tabelul 1. Sunt aduse valorile "puncte-grade", precum și pentru fiecare punct - distanța epicentrală și azimutul. Coordonatele epicentrului cutremurului, folosite în calcul au fost:  $\varphi^\circ$ , N = 45,7;  $\lambda^\circ$ , E = 26,6.

Tabelul 1.

Datele macroseismice, referitoare la cutremurul din 10 noiembrie 1940, pe teritoriul Republicii Moldova (conform scării MSK-64)

<i>N<sub>2</sub></i>	<i>Punct</i>	$\Delta$ , км	<i>AZM</i> <sup>o</sup>	<i>N<sub>2</sub></i>	<i>Punct</i>	$\Delta$ , км	<i>AZM</i> <sup>o</sup>
	<b>Gradul 8</b>			22	Bălți	249	24
1	Cahul	126	79	23	Orhei	252	42
2	Vișniovca	159	63	24	Benderi	255	61
	<b>Gradul 7 – 8</b>			25	Gheloboc	255	43
3	Trifești	138	78	26	Kriuleni	258	49
4	Albota de Sus	148	78	27	Peciștea	275	35
	<b>Gradul 7</b>				<b>Gradul 6 – 7</b>		
5	Moscovei	139	80	24	Ecaterinovca	193	58
6	Leovo	153	55	25	Dubăsari	262	68
7	Leușeni	174	44	26	Tiraspol	264	61
8	Comrat	174	67	27	Olonești	270	70
9	Nemțeni	178	40		Florești	275	27
10	Ungheni	190	28	28	Rezina	289	38
11	Cimișlia	192	62	29	Rîbnița	294	38
12	Nisporeni	195	38	30	<b>Gradul 6</b>		
13	Kotovsk	198	50		Brezoaia	238	67
14	Răzeni	213	55	31	Bratușani	271	13
15	Călărăș	217	37	32	Zgurița	289	21
16	Nișcani	220	37	33	Camenca	304	31
17	Băcioi	221	52	34	Ocnița	308	12
18	Reciula	222	36	35	Verejani	314	14
19	Chișinev	223	49	36	Naslavcea	316	13
20	Fălești	225	22	37	Ataci	317	16
21	Zaim	234	63	38	Soroca	381	25

Tabelul 2 arată o listă de localități pe teritoriul Republicii Moldova, unde au fost afectate bisericile [5] dar mai multe date detaliate nu sunt disponibile.

Tabelul 2.

Lista localităților din RM, în care au fost afectate bisericile.

<i>N<sup>o</sup></i>	<i>Punct</i>	<i>N<sup>o</sup></i>	<i>Punct</i>	<i>N<sup>o</sup></i>	<i>Punct</i>
1	Batîr	19	Charpineni	37	Panauți
2	Bardar	20	Calfa	38	Parcani
3	Balcana	21	Chiriet-Lunga	39	Peresecina
4	Bahmut	22	Căușanii Veci	40	Pojoreni
5	Bogdaneasca	23	Chăușenii Noi (slab)	41	Popeasca
6	Bravici	24	Colonița	42	Puhoi
7	Budei	25	Corjeva (slab)	43	Redeni
8	Bulboaca	26	Cuizovca	44	Rîșcani Veci
9	Văleni	27	Lapușna	45	Salcuța
10	Varnița	28	Manoilești	46	Sereșani
11	Vasieni	29	Malaiești	47	Susleni-de-Sus
12	Gordinești	30	Maracauți	48	Talmaz
13	Ghîrla	31	Miguleni	49	Trușeni
14	Delacău	32	Negrea	50	Ursoaia
15	Detlova	33	Nisporeni-de-Jos	51	Fundu-Galbena
16	Zaim	34	Nisporeni-de-Sus	52	Fîrladeni
17	Isaicani (Frăsinești)	35	Ocsentea	53	Hadjimus
18	Ișnovec	36	Ordașei	54	Ceadîr-Lunga

Regiunile de sud-vest ale Ucrainei au suferit prejudeci materiale substanțiale.

În or. *Ismail*, vibrațiile au fost foarte puternice, multe uși s-au stricat, obiectele grele s-au răsturnat. Coșurile de fum s-au prăbușit, s-a dărîmat plafoanele și pereții în hotel și în alte câteva clădiri. Crucea bisericii a căzut din turn [1, 6].

Populația din *Odessa*, a ieșit în strada, multe case au fost deteriorate. În peretele capital din hotelul Moscova s-a format o crăpătură mare. Au fost deteriorate zidurile și tavanele hotelului "Passage". În gară trenurile se mișcau de la sine [7,8].

În satul *Sărata*, regiunea Odessa au căzut hornuri ale caselor. Unele case au fost avariate. În biserică s-a format o fisură de un deget-gros, care a străbătut peretele [1].

În *Kiev*, oamenii în case s-au trezit. S-a observat zăngănit de veselă, legănarea obiectelor, pârâit de parchet. Tremurul a fost simțit în special în clădirile înalte [7].

Pe teritoriul regiunii Transcarpatice, conform informațiilor colectate de S. V. Evseev [9], cutremurul a fost simțit după cum urmează.

În *Cernăuți*, în unele case s-au format fisuri, pe alelocuri s-a năruit tencuiala. În *Hust*, la oficiul poștal, s-au oprit cinci ceasornice cu pendul. Pereții în casele șubrede s-au deformat puternic, tablourile și tacâmurile din dulapuri cădeau.

În localitatea *Vinogradov*, în casa cu două etaje, puternic se clătinau mobilierul, tablourile și apa în găleți. Oamenii ce dormeau, s-au trezit.

În localitatea *Tiacev*, ușile se deschideau de la sine, dulapurile se clătinau. Șocul a fost foarte puternic, s-a auzit un sunet înăbușit, ca în cazul, în care un obiect greu cade de la înălțimi mari.

În satul *Neresvița*, r-nul Teacev, de asemenea, s-a simțit un impuls puternic. Oscilau zidurile caselor, răsunau geamurile ferestrelor.

În satul *Nijnii Bîstrîi*, r-nul Hus, s-a auzit un zumzet puternic a geamurilor și un vuiet.

În or. *Ujgorod*, oscila puternic clădirea Gimnaziului. Geamurile răsunau, tablourile cădeau.

În localitatea *Mejgorie* s-a simțit un șoc, vibrau pereții și ușile.

În localitatea *Mucacevo* tablourile se clătinau.

În or. *Dnepropetrovsc*, se clătinau pereții și plafoanele. În Liceu, în două clase au apărut crăpături în plafoane. Fisuri mari s-au produs în clădirea Institutului de Medicină și în alte clădiri mari.

Locuitorii din *Kiev* și *Harkov* au fost treziți de zăngănit de ferestre, de trosnitul podelelor și mobilei. [9].

La *Moscova*, cutremurul a ajuns cu 2 min 52 secunde mai târziu și intensitatea oscilațiilor a fost de 4 grade, ce pentru Moscova este o raritate [10]. S-a simțit o clătinare a lămpilor atârinate, zăngănit de tacâmuri, agitația păsărilor în cuști, clătinarea mobilei, stoparea ceasornicelor cu pendul. Institutul Seismologic al Academiei de Științe a URSS a primit mai mult de trei sute de mesaje de la moscoviți referitor la simptomele cutremurului, observate de ei. În figura 2 sunt indicate diferite puncte în teritoriul or. Moscova, unde a fost simțit cutremurul din 10 noiembrie 1940 [4].

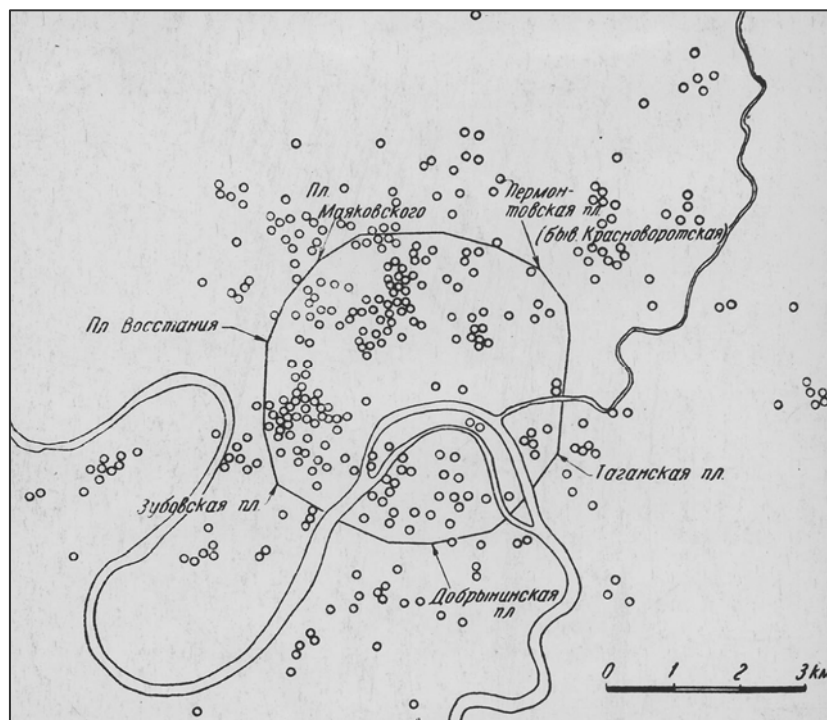


Fig. 2. Puncte în or. Moscova, unde a fost simțit cutremurul din 10 noiembrie 1940 [4].

Cutremurul a fost simțit și în Crimeea (orașele *Yalta*, *Simferopol*, *Eupatoria*), cât și la vest, de-a lungul Mării Negre [10].

Oscilații slabe au fost observate în *Leningrad*, *Yaroslavl*, *Vladimir*, *Rostov pe Don* și *Taganrog* [6].

Tabel. 3. conține date de manifestare a cutremurului pe 10 noiembrie în Ucraina și Rusia.

Tabelul 3.

Datele macroseismice, referitoare la cutremurul din 10 noiembrie 1940, pe teritoriul Ucrainei și Rusiei (conform scării MSK-64)

№	Punct	$\Delta$ , км	$AZM^\circ$	№	Punct	$\Delta$ , км	$AZM^\circ$
	<b>7 grade</b>			30	Ghitomir	530	16
1	Bolgrad	156	90	31	Kirovograd	530	52
2	Izmail	179	102	32	Krivoi Rog	571	62
3	Kiliia	221	67	33	Cherkasi	582	43
4	Sarata	239	80	34	Kiev	600	27
	<b>6 – 7 grade</b>				<b>4 – 5 grade</b>		
5	Tatarbunar	234	85	35	Neresnița	343	322
6	Starocazacie	270	74	36	Tiacev	345	319
7	Belgorod-Dnestrov.	293	78	37	Hust	371	319
	<b>6 grade</b>			38	Nizhnii Bîștrii	376	23
8	Cernaui	293	350	39	Vinogradovo	383	316
9	Ovidiopol	302	77	40	Mezhorie	390	324
10	Iampol	309	24	41	Uzhgorod	459	317
11	Moghilov-Podolski	317	16	42	Lvov	496	338
12	Kotovsk	318	44	43	Dnepropetrovsk	704	61
13	Odessa	329	73	44	Poltava	734	51
14	Zalescici	334	349	45	Harcov	861	53
15	Balta	338	42		<b>4 grade</b>		
16	Berezovka	370	62	46	Mukacevo	422	317
17	Ochacov	394	73	47	Simferopol	522	95
18	Nicolaev	437	69	48	Evpatoria	529	94
	<b>5 – 6 grade</b>			49	Jalta	608	100
19	Olgopol	353	37	50	Moskova	1354	31
20	Savrani	377	43		<b>3 – 4 grade</b>		
21	Voznesensk	417	58	51	Taganrog	955	75
22	Nicopol	629	68	52	Rostov-na-Donu	1016	76
	<b>5 grade</b>			53	Novocercask	1046	75
23	Kamenet-Podolskii	331	0	54	Voronej	1135	50
24	Ivano-Francovsk	385	339		<b>3 grade</b>		
25	Hmelnițkii	414	4	55	Tambov	1324	49
26	Vinnița	416	19	56	Vladimir	1503	35
27	Ternopol	434	350	57	Leningrad	1597	8
28	Drogobîc	467	331	58	Jaroslavli	1603	30
29	Belaia Cercov	525	29				

Datele, privind intensitatea observată, au fost colectate de experți din diferite țări și surse. Astfel, schema isoseistelor cutremurului din 10 noiembrie pe teritoriul părții de nord-vest a Uniunii Sovietice a fost publicată în seria de lucrări [12-16]. În lucrarea specialiștilor români și ruși (Radu, Bună, și Poliacov, [17]) au fost precizate datele inițiale, calculat efectul predominant macroseismic pentru orașele mari și elaborată o hartă a isoseistelor în izolinii de 9-5 grade (Fig. 3).

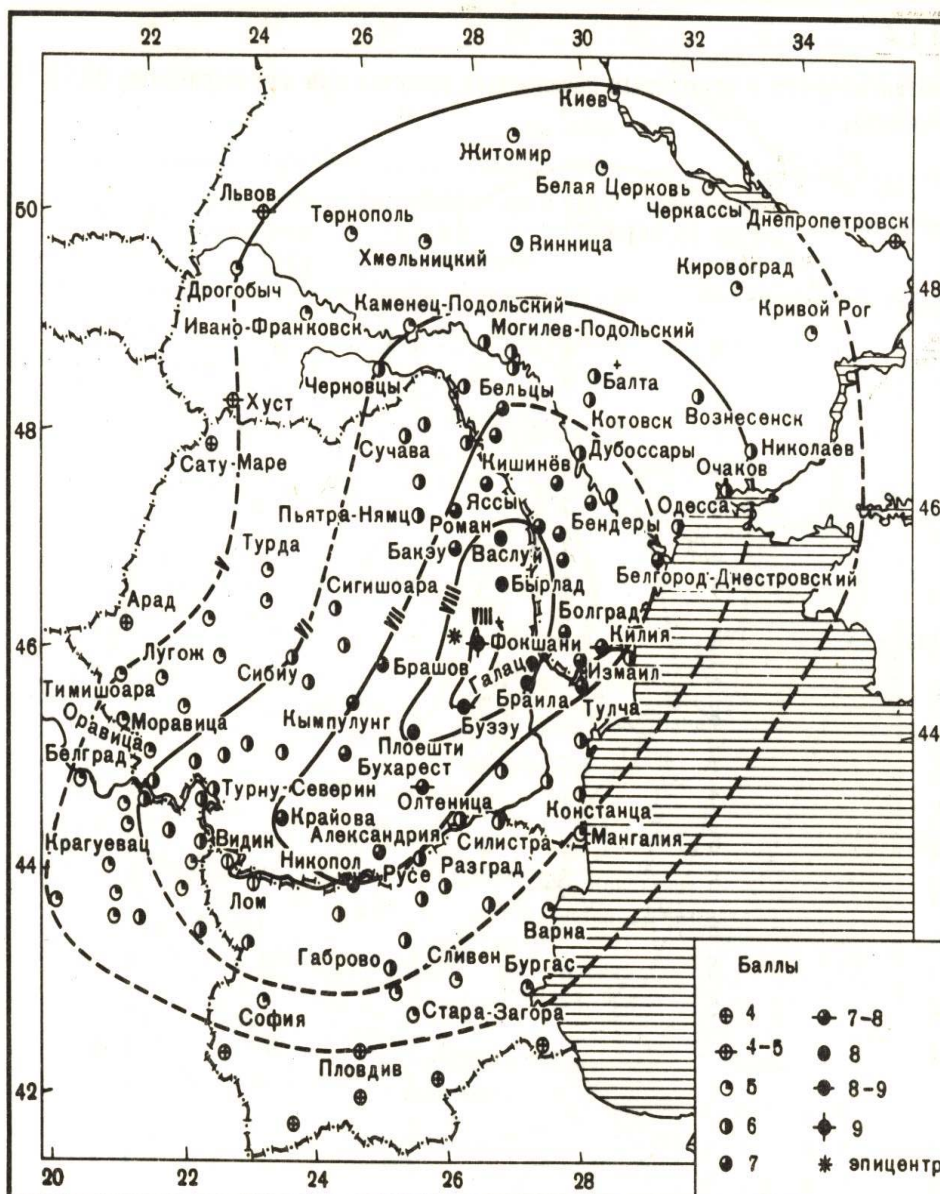


Fig. 3. Harta isoseistelor cutremurului din 10 noiembrie 1940 [17].

La crearea unui atlas de isoseiste ale cutremurelor carpatiene [18], cu participarea unuia din autorii prezentei lucrări, au fost revizuite datele disponibile ce se referă la sectorul de nord-est a ternului afectat de cutremurul din 10 noiembrie. La hartă adusă în lucrarea [17], au fost adăugate puncte noi de intensități observate, localizate după isolinia de 5 grade (Fig. 4).





Fig. 4. Harta isoseistelor cutremurului din 10 noiembrie 1940 [18].

Pentru cutremurul din 10 noiembrie 1940 sunt obținute soluții similare ale mecanismului focal în baza datelor de la 60 de stații seismice din întreaga lume [18, 21].

Două posibile suprafețe plane a rupturii sunt orientate destul de abrupt în direcția nord-est - sud-vest, aproape tangentă la curba arcului carpatic. Axa de extindere a tensiunii este aproape verticală, axa tensiunii de compresie este aproape orizontală. (Fig.5).

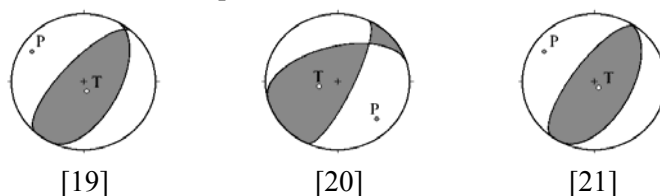


Fig. 5. Stereogramele mecanismului cutremurului din 10 noiembrie 1940 în proiecția emisferei inferioare conform datelor diferitor autori [19-21].

Tabelul 4.

Soluția planului de falie și starea de tensiuni pentru cutremurul din 10 noiembrie 1940.

№	Planul NP1			Planul NP2			Sistem tensiuni						N/n	Autorul
	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	P		B		T			
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl		
1	215	56	94	29	34	85	302	10	33	3	142	80	56/2	[19]
2	255	35	134	25	65	64	135	15	37	23	255	60		[20]
3	215	56	95	28	38	84	303	11	34	4	140	78	54/3	[21]

Prezintă interes compararea efectul macroseismic pe teritoriul Europei de Nord-Est de la cutremurul din 10 noiembrie 1940, și de la cele două cutremure puternice din secolul XX : 4 martie 1977 [ 22] și 30 august 1986 [23] (Fig. 6,7).

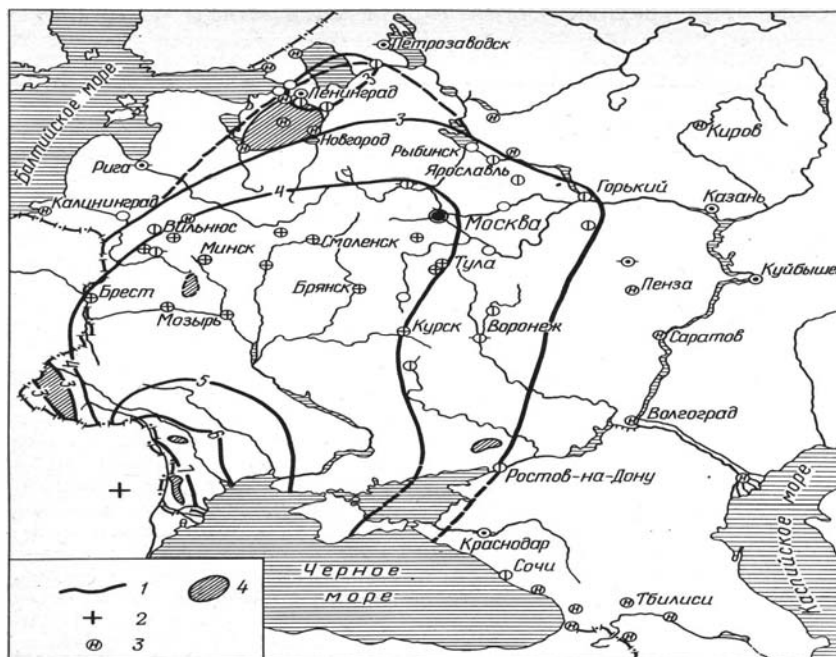


Fig. 6. Harta isoseistelor cutremurului din 4 martie 1977 pe teritoriul Nord-Est al Europei [22]: 1 – isoseiste; 2 – epicentru; 3 - puncte în care cutremurul nu a fost simțit; 4 - zone de intensitate seismică redusă.

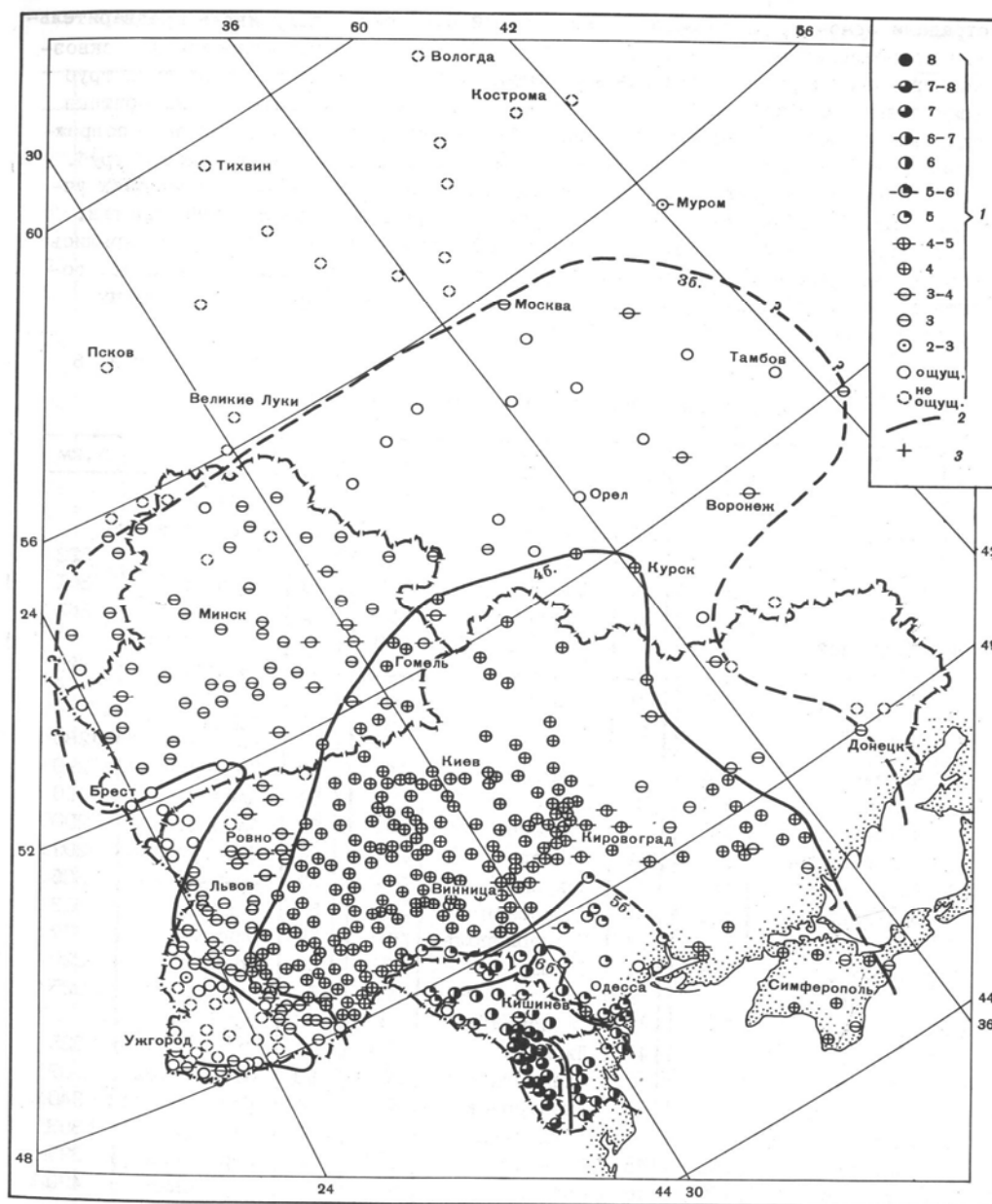


Fig. 7. Harta isoseistelor cutremurului din 31 august 1986 pe teritoriul Nord-Est al Europei [23].

Efectul maxim -8 grade-ine teritoriul Republicii Moldova a fost observat numai la cutremurul din 10 noiembrie 1940.

În anii 1977 și 1986 intensitatea maximă, observată în partea de sud-vest a Republicii Moldova și raioanele de sud-vest a regiunii Odessa din Ucraina a fost de 7 grade.

Isolinia de 6 grade pentru cutremurele din 1940 și 1977 acoperă întregul teritoriu al Republicii Moldova, iar în 1986 în partea de nord a teritoriului republicii intensitatea a fost de 5 grade.



La cutremurul din 4 martie 1977 isoseistele cu valori 3 și 4 grade sunt direcționate spre Moscova, iar pentru cutremurul mai adânc din 30 august 1986 această direcționare se observă spre Kursk și Voronej.

Oscilațiile cu intensitatea 3 grade au fost sesizate în Leningrad la cutremurele din anii 1940, 1977 iar la cutremurul din a.1986 limita oscilațiilor perceptibile a constituit 56 °L. N.

Amplificarea efectului macroseismic în direcția nord-est de la epicentru a fost constatată la cutremurele din aa. 1940 și 1986 pentru adâncimea focarului aproximativ egală cu 130-140 km. În timpul cutremurului din a. 1977, cu adâncimea de 90 km și cu epicentru situat în partea de nord-est a regiunii Vrancea, efectul maxim a fost fixat pe direcția sud-vest de la epicentru.

Prin urmare, necătfind la magnitudinea mai mică a cutremurului din 30 august 1986 ( $M = 7.1$ ), comparativ cu cutremurul din 4 martie 1977 ( $M = 7.2$ ), cutremurul din 1986 a cauzat pagube mult mai serioase în teritoriul Republicii Moldova.

Figura 8 arată demonstrează dependența intensității seismice în raport cu distanța epicentrală pentru evenimentele din 1940, 1977 și 1986 în direcția nord-est (spre Chișinău).

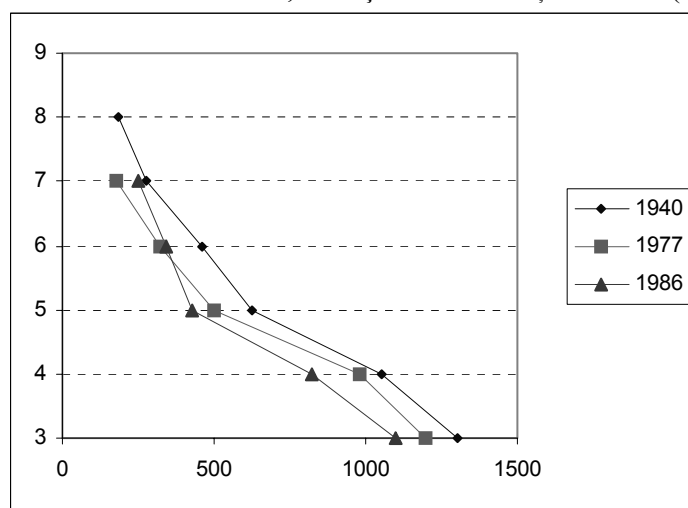


Fig. 8. Dependenta intensității de distanța epicentrală pentru cutremurele vrâncene în direcția NE (Chișinău)

### Bibliografie

1. Сухов И.М. К вопросу о балльности города Кишинева и сейсмического районирования Молдавской ССР. Отчет.//Фонды Института геологии и полезных ископаемых АН МССР 1960 г. Цшохер В.О., Тищенко В.Г., Попов В.В. Карпатские землетрясения 22 октября и 10 ноября 1940 г. Отчет комиссии АН СССР по обследованию последствий землетрясений в МССР и областях Западной Украины. //Фонды ИФЗ РАН. М. 1941.
2. Сухов И.М. Памятка сейсмокорреспондента Молдавской ССР. Кишинев. Штиинца. 1960, 9с.
3. Сухов И.М. Материалы к изучению землетрясений 1940 г. в Кишиневе и Молдавской ССР. Отчет. //Фонды Института геологии и полезных ископаемых АН МССР 1960 г.

4. Архивные материалы ЦГА МССР. Фонд 1113, опись 1. Ед. хр. 27. С. 192-193.
5. Попов В.В. О землетрясениях, наблюдавшихся на территории СССР в 1940 г. //Природа, №4. 1941.
6. Правда, №295, 24.10. 1940.
7. Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Киев. Изд-во АН УССР, 1961. С. 63-65.
8. Евсеев С.В. Интенсивность землетрясений Украины. //Сейсмичность Украины. Киев, Наукова думка, 1969. С. 54.
9. О последних землетрясениях. Советская Молдавия №39. 13 11 1940.
10. Новый каталог сильных землетрясений с древнейших времен до 1975 г. Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М., Наука, 1977, С. 474.
11. Медведев С.В. О последствиях карпатских землетрясений в 1940 г. Труды Геофизического института АН СССР, №1 (128), 1948. С. 74-80.
12. Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., Географиздат. 1949. 22 с.
13. 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.
14. Е.А. Сагалова. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины. //Сейсмичность Украины. Киев, Наукова думка. 1969. С. 70 – 80.
15. Москаленко Т.П. Карты изосейст землетрясений Карпатского региона. //Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М. Наука. 1980. С. 86-105.
16. Бунэ В.И., Раду К., Полякова Т.П. Анализ карт изосейст вранчских землетрясений 10 ноября 1940 г. и 4 марта 1977 г. //Детальные инженерно-сейсмологические исследования. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 27. М., Наука, 1986. С. 126-135.
17. 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, 154 с.
18. Иосиф Т., Раду К., Саваренский Е.Ф. Механизмы очагов некоторых карпатских землетрясений. //Изучение внутреннего строения Земли по сейсмическим данным.
19. Бюллетень. Совета по Сейсмологии АН СССР, №15, М., 1963. С. 146-167.
20. А.В. Введенская. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М. Наука, 1969.
21. Ritzema. A.R. The Earthquake Mechanisms of the Balkan Region. UNESCO-Survey of the Seismicity of the Balkan region. UNDP Project.
22. Ананьин И.В. Макросейсмические проявления Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г. на европейской части территории СССР. //Землетрясения в СССР в 1977 году. М. Наука, 1981. С. 10-14. REM/70/172. De Bilt, 1974. 36 p.
23. Н.В. Кондорская, А.И. Захарова, А.В. Друмя, и др. Землетрясение Вранча 30 августа.// Землетрясения в СССР в 1986 году. М.; Наука.- 1989. С. 13-28.

*Primit la redacție – 21 iulie 2011*

УДК 550.343

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

## Макросейсмический эффект коровых землетрясений на территории Молдовы

### Abstract

*This article contains macroseismic maps accompanied, within the limits of available possibilities, by instrumental information concerning the normal earthquakes that have manifested themselves on the territory of the Republic of Moldova during the 1892-2009.*

### Rezumat

*În acest articol este prezentată o serie de hărți macroseismice insolite, pe măsura posibilului, cu informații instrumentale privind cutremurile normale care s-au manifestat pe teritoriul Republicii Moldova în decursul anii 1892-2009.*

### Резюме

*В статье представлено обобщение информации по инструментальным и макросейсмическим данным о коровых карпатских землетрясениях, проявившихся на территории Молдовы за 1892-2009 гг. Приведены карты изосейст.*

Основной вклад в сейсмическую опасность территории Молдовы вносят землетрясения, возникающие в зоне Карпатских гор Вранча. Очаги разрушительных землетрясений этой зоны имеют глубины 70-170 км. Однако сейсмическую опасность могут нести не только подкоровые, но и коровые землетрясения. Неглубокие очаги коровых землетрясений рассеяны по всей территории Карпатского региона, включая Молдову. Их глубина не превышает мощность земной коры, а энергия очень мала, у самых сильных из них магнитуда по шкале Рихтера не превышает 4,5 – 5,2. Очагами таких землетрясений изобилуют зоны Придунайских разломов и междуречье Прут – Сирет.

Площадь ощущаемых сотрясений от коровых землетрясений мала по сравнению с таковой от подкоровых землетрясений Вранча. Количество их в Карпатской зоне, сравнительно с промежуточными очагами, также невелико. Наблюдается также различие частотного состава коровых и подкоровых очагов. Эпицентры коровых землетрясений могут оказаться вблизи строящихся или уже построенных объектов. Может случиться так, что они, рассчитанные на излучение энергии из землетрясений только области Вранча, окажутся менее устойчивыми по отношению к локальным местным коровым толчкам, даже с относительно небольшой магнитудой. Поэтому необходимо при расчёте динамических характеристик ожидаемых воздействий учитывать влияние и коровых очагов.

За инструментальный период наибольший макросейсмический эффект от местных коровых землетрясений Молдовы не превышал 5 баллов. Наиболее сильное из них произошло 13 ноября 1981 г. в районе румынского города Тулча, приурочено к разлому Сфынтул Георге. Интенсивность в эпицентре составляла 6-7 баллов, в Кишиневе – 4 балла. Сюда же к нижнему течению Дуная

относится и землетрясение 3 октября 2004 г. Но оно было несколько слабее. Глубина очагов порядка 8-10 км. Ощущалось в Молдове коровое событие 7 мая 2008 г. с эпицентром вблизи острова Змеиный.

Впервые за время инструментальных наблюдений 2 апреля 1988 г. зарегистрировано коровое землетрясение на севере Молдовы с интенсивностью до 5 баллов с эпицентром вблизи водохранилища Костешты-Стынка (с. Зайканы).

Материалы для уточнения характеристик макросейсмического поля карпатских коровых землетрясений мы взяли из архивов Центра экспериментальной сейсмологии и Лаборатории сейсмологии Института геологии и сейсмологии АН РМ. С 1963 г. макросейсмический материал собирался сотрудниками сейсмической станции «Кишинев». Основным источником информации о данных по ощутимым в Молдове землетрясениям служили анкетные данные, полученные от сейсмокорреспондентов. В Институте геофизики и геологии АН МССР была составлена анкета, которая сразу же после землетрясения рассылалась в населенные пункты. В эту анкету в качестве вопросов вошли все определения из шкалы MSK-64.

В табл. 1 приводятся основные данные о параметрах очагов исследуемых землетрясений.

Таблица 1

Параметры очагов коровых землетрясений Карпатского региона за 1892 - 2008 гг.

№ пп	Дата	Время ч м с	Lat. Long.		Ms	H, km	Io
			N	E			
1	14 10 1892	06 50	43,9	27,0	6,5	n	7-8
2	03 04 1894	06 35	45,7	27,2	5,8	50	7
3	13 03 1908	00 40	45,5	27,9	4,5	25	5
4	25 05 1912	18 01 52	45,7	27,2	5,5	40	7
5	31 05 1959	12 15 48	45,73	27,28	4,6	15-20	6
6	27 02 1967	21 00 42	44,8	26,7	5,0	48	5
7	26 11 1968	09 53 52	45,71	27,85	4,5	46	5
8	11 09 1980	23 24 26	45,31	28,01	4,6	19	6
9	13 11 1981	09 07 08	45,26	29,01	4,6	8	6-7
10	21 02 1983	18 03 57	45,28	26,88	4,7	21	6
11	27 04 1986	00 04 34	45,48	26,95	5,0	41	
12	19 07 1987	02 18 57	45,53	27,64	4,8	37	
13	02 04 1988	07 15 41	48,1	27,2	4,2	17	5
14	11 06 1996	21 45 06	45,61	27,38	4,2	43	5
15	08 03 2000	22 11 27	45,96	26,89	4,8	30	4-5
16	03 10 2004	09 02 06	45,16	28,92	4,6	31	5
17	30 01 2006	20 12 47	45,96	27,98	4,1	18	4-5
18	07 05 2008	08 00 20	45,30	31,0	5,2	11	5

Рассмотрим последовательно макросейсмические проявления каждого события.

Коровое землетрясение 14 октября 1892 г. проявилось на территории юго-запада Молдовы интенсивностью до 4 баллов. В монографии И. Атанасиу [1] и работе И. Попеску [2], приводится карта изосейст исследуемого землетрясения с указанием наивысшей балльности в северо-восточной Болгарии. Кроме того, в работе [3] также имеется описание макросейсмического проявления

землетрясения 14 октября 1892 г. в 50 населенных пунктах Румынии. Максимальные проявления отмечены на северо-востоке Болгарии в Тутракане, Кеменларе, Силистре, Русе, Разграде. В трудах Метеорологической сети юго-запада России [4] мы находим подробное описание проявления землетрясения 1982 г. в Ларжанке, западном предместье г. Измаила: наблюдалось волнообразное движение земной поверхности, спящий проснулся от дрожания кровати, дрожали стол, кресло, умывальник, настольная лампа. Качалась лампадка перед иконой. Судя по этому описанию, интенсивность колебаний была не выше 4-5 баллов.

Для уточнения вопроса о местонахождении макросейсмического эпицентра и других параметров землетрясения 14 октября 1892 г. мы пересмотрели значения балльности в населенных пунктах Болгарии, Румынии, России, Венгрии, Турции по шкале MSK-64 по фактической характеристике в первоисточниках. Собранные и переработанные нами материалы опубликованы в работах [5,6]. Построенная нами карта изосейст показана на рис. 1.

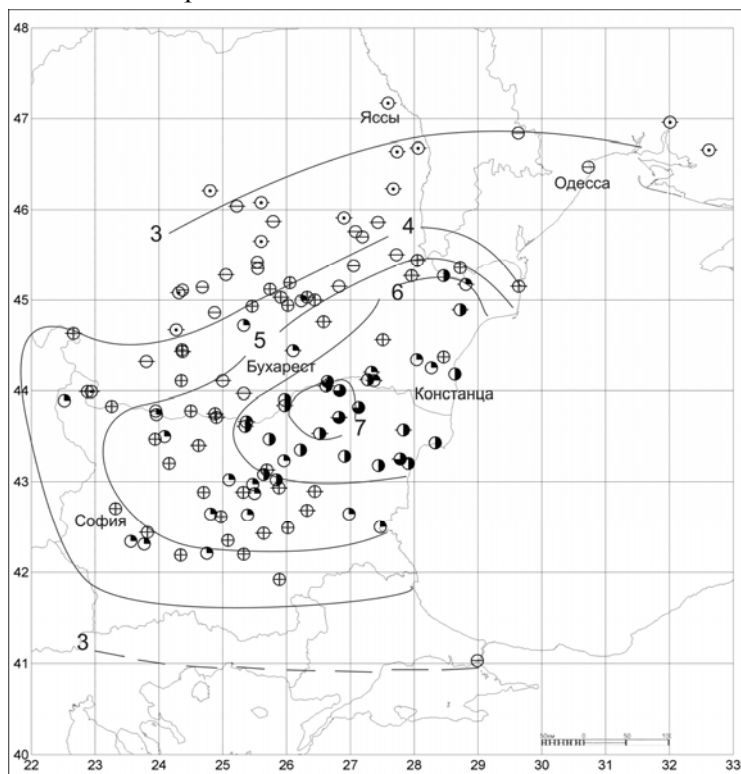


Рис. 1. Карта изосейст землетрясения 14 октября 1892 г.

В XIX в. хорошо задокументировано коровое землетрясение 4 марта 1894 г., проявившееся интенсивностью до 7 баллов в районе Текуч–Бырлад, Берешть, Бэлэбэнешть [1]. Ощущалось и в Добрудже [2]. Имеется карта изосейст в книге Атанасиу [1]. На юго-западе России землетрясение сильнее всего проявилось в Бессарабской и Херсонской губернии. Подробные данные по России представлены в [4] и в газетах [7,8]. Обобщив имеющиеся данные, мы составили таблицу из 110 наименований пунктов наблюдений и карту изосейст (рис. 2). Землетрясение ощущалось на северо-востоке вплоть до Волочиска, Умани, Белозерки, т.е. за

Южным Бугом, не доходя до Днепра. В Кишиневе оно проявилось как 4-балльное, в Бухаресте – 3-балльное.

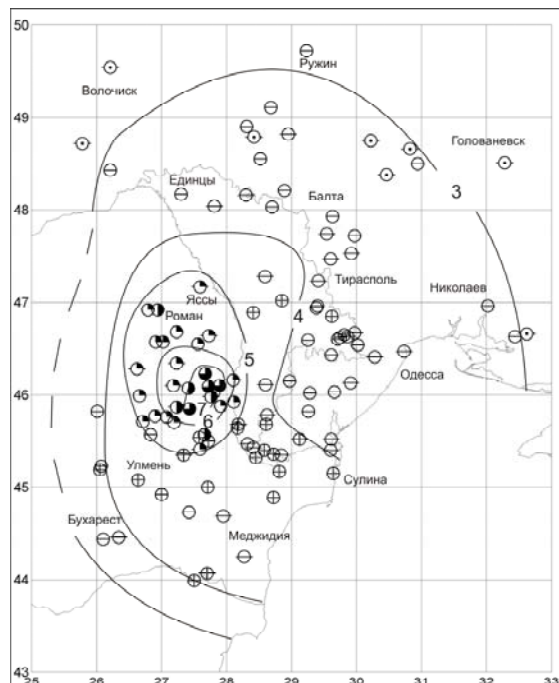


Рис. 2. Карта изосейст землетрясения 4 марта 1894 г.

В селе Картал во время утреннего богослужения в церкви послышался гул и шум, а потом сильный толчок, от которого стены пришли в сотрясение, иконостас затрещал, двери и лампы заскрипели, паникадило и лампы пришли в движение. Прихожане вышли во двор, но там уже не чувствовалось колебаний, только был слышен гул. В селе Хаджи-Курда ощущалось два толчка в церкви, церковные хоры затрещали вместе с колоннами, которые их поддерживали, закачались паникадила. Во многих местах церковь дала небольшие трещины, с которых осыпалась штукатурка. Люди в панике выскочили из церкви, но тотчас же вернулись и дослушали литургию. В селе Брынза наблюдался сильный гул, после этого толчок, второй толчок был сильнее, а третий слабее. Двери в доме отворились, самовар на столе чуть не опрокинулся, потолок и полы затрещали. На церкви покосился крест.

В Ларжанке наблюдалось два довольно сильных толчка. Люди, бывшие у парома на южном берегу озера Ялпуг, кроме подземных толчков, заметили образовавшуюся волну, шедшую с юга. Через несколько минут они услышали шум, происходивший оттого, что начали ломаться остатки льда.

Как сообщала газета «Одесские новости», в Кишиневе землетрясение ощущалось в течение 3 сек. при отдаленном глухом шуме. Во вновь отстроенном доме обвалилась дымовая труба. В казармах Минского полка стены и потолки получили значительные трещины, а в некоторых обвалилась стена над погребам.

В Тирасполе стекла в домах звенели, двери отворялись, предметы, стоявшие на столе, опрокидывались. В Сороках сильный гул, после чего несколько небольших толчков. Во многих домах разбилась посуда, стоявшая на окнах.

Наблюдатель на железнодорожной станции Дрокия рассказывал: «В 8ч. 35 м. во время моего дежурства мне послышался сильный шум и вслед за этим подземный толчок и колебание. Штукатурка дома начала трещать, и я выбежал на платформу. Навстречу мне бежал сторож водоемного здания, сообщивший мне, что он должен был уйти из здания, потому что оно сильно трещало и качалось» [4].

На территории Украины крайние пункты ощущаемости на востоке Херсон, Николаев и Екатеринослав, на севере Ружин, на северо-западе Волочиск и Дуплиск. В Молдове максимальная наблюдаемая интенсивность составляла 4,5 балла.

Землетрясение 24 марта 1908 г. произошло в районе румынского города Галац. Имеется карта изосейст по территории Румынии в книге Атанасиу [1] и в Атласе [15]. Данных о проявлении колебаний на территории Молдовы не имеется, но генерализованные изосейсты, проведенные в Атласе Н. В. Шебалиным, охватывают и юго-запад Молдовы. Мы исследовали это событие и построили карту изосейст (рис. 3) по аналогии с нижеприведенным землетрясением 11 сентября 1980 г., с эпицентром в районе Брэила–Галац.

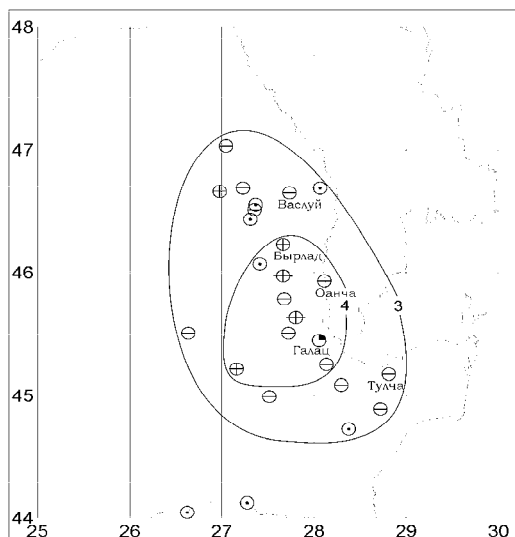


Рис. 3. Карта изосейст землетрясения 13 марта 1908 г

Землетрясение 25 мая 1912 г., сопровождаемое афтершоками, ощущалось на территории Румынии, Болгарии и юго-запада России. Основные события серии толчков произошли 25 мая в 20 ч. 03 м., 22 ч. 15 м., 23 ч. 15 м., затем последовали афтершоки 26 и 27 мая.

И. Атанасиу [1] приводит карты изосейст трех основных землетрясений на территории Румынии, из которых первое – самое сильное с максимальной интенсивностью в эпицентре 7 баллов, второе и третье – с 6 и 5-6 баллов. 25 мая все толчки имели почти совпадающие эпицентральные зоны, 26 мая эпицентр переместился из Фокшан в Мэрешешть. Карта изосейст основного толчка приводится также в статье [9].

Имеется карта макросейсмического проявления основного толчка на территории Болгарии [10]. Приводится схема изосейст землетрясения 25 мая в книге [11] и описание проявления данного события на территории Украины и Молдовы.

В Новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР [12] это событие отнесено к глубине 40 км.

Е. А. Сагалова [13] определила координаты эпицентра первого толчка по данным из бюллетеней 21 станции методом эпицентральной и другими способами:  $\varphi = 45,7$  и  $\lambda = 27,2$ . Очаг расположен вблизи границы Мохоровичича на глубине порядка 80 км. Время возникновения землетрясения, по данным 15 станций, - 18 ч. 01 м. 52 с.

В городах Фокшаны, Мэрешешть и Одобешть оказались не только разрушенными дома, но были и человеческие жертвы. Были разрушения и в Рымникул-Сэрат. В Яссах ощущалось в виде двух толчков с предшествующим сильным гулом и в сопровождении волнообразного колебания почвы, не причинив вреда. В Бухаресте колебания были интенсивностью в 3 - 4 балла.

В северной Болгарии колебания до 3 - 4 баллов отмечены в Никополе, Разграде, Кеманларе.

В Кишиневе не особенно сильные толчки ощущались в течение 8-10 секунд. Наблюдалось качание ламп и паникадил в церквях, звон посуды. В Тирасполе был слышен гул, звенела посуда, качались паникадила, слабее проявилось и 26 мая. В селе Терновка Тираспольского района толчки были настолько сильны, что в некоторых домах падала с полок посуда, разбились стекла в окнах. Ощущалось в Калараше и Сороках, слабее был отмечен и толчок в 23 часа.

На территории Украины наиболее сильно проявилось до 3-4 баллов в городах Аккерман, Троянов Вал и Одесса [14].

Пользуясь основными источниками [1, 9-14] и другими архивными материалами, мы составили таблицу из 70 пунктов-баллов и построили карту изосейст главного события (рис. 4).

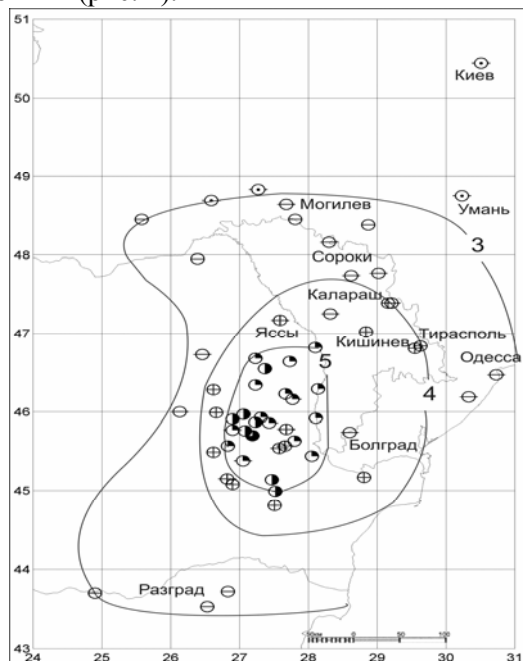


Рис.4. Карта изосейст землетрясения 25 мая 1912 г.



Область максимального макросейсмического проявления совпадает с эпицентральной областью, в отличие от промежуточных вранчских землетрясений, когда локальные плейстосейстовые области сдвинуты от эпицентра на северо-восток или юго-запад.

Западная граница ощущаемости – г. Умань за Южным Бугом, северная - Снятын, Каменец-Подольский. Область четырехбалльной интенсивности подходит к Днестру.

Землетрясение 31 мая 1959 г. с интенсивностью в эпицентре 6-7 баллов ощущалось на востоке Румынии, севере Болгарии и юго-западе СССР. Макросейсмические проявления на территории Румынии и Болгарии отражены в Атласе изосейст [14] по данным К. Раду и в книге [9]. В каталоге карпатских землетрясений [15] приводится описание проявлений события 31 мая на территории Молдовы и Украины. Определены координаты эпицентра:  $\varphi = 45,7^\circ$ ,  $\lambda = 27,4^\circ$ . Событие зарегистрировали 43 сейсмические станции мира. В статье [16] уточнены координаты:  $\varphi = 45,73^\circ$ ,  $\lambda = 27,28^\circ$ , глубина очага 15-20 км.

В Леово землетрясение ощущали жители первых этажей и на улице. Спящие люди просыпались. Дрожала посуда, окна, скрипела мебель. Был слышен глухой протяжный гул. В Комрате испуганные люди выходили из домов, скрипели полы и потолки. В Кишиневе колебания ощущались жителями на первых и других этажах зданий, дрожала посуда, окна, скрипела мебель, колебались висячие предметы.

Обобщив имеющиеся данные макросейсмического проявления землетрясения 31 мая, мы построили сводную карту изосейст (рис. 5).

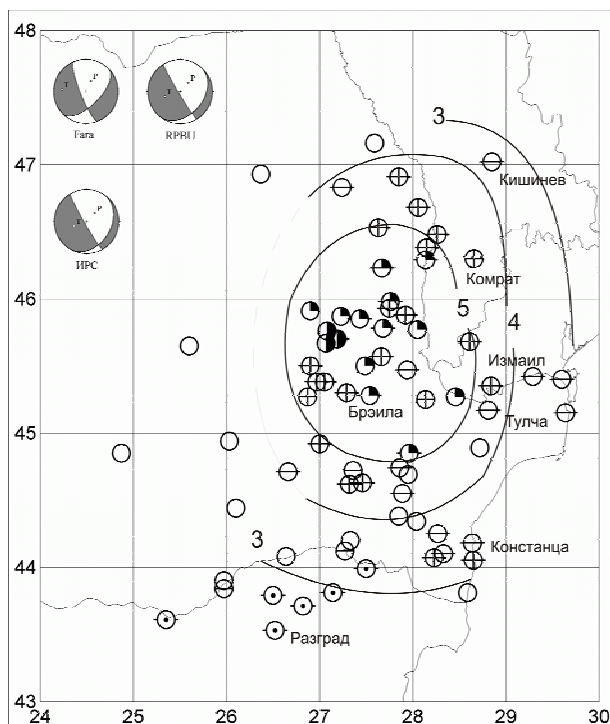


Рис. 5. Карта изосейст землетрясения 31 мая 1959 г.

Начиная с землетрясения 31 мая 1959 г., мы приводим таблицу механизмов очагов коровых землетрясений по данным различных авторов и агентств (Табл. 2). Нодальные плоскости NP1 и NP2 задаются азимутом по простиранию (STK - strike), углом падения (DP - dip) и углом скольжения (SLP - slip). Оси сжатия (P), растяжения (T) и промежуточного (N) напряжений задаются азимутом (AZM) и углом погружения относительно горизонта (PL - plunge). Все построения выполнены на сетке Вульфа в нижней полусфере. В расчет брались землетрясения с числом знаков более 30.

Таблица 2.

Механизмы очагов коровых землетрясений за 1959-2008 гг.

Дата	Плоскость						Напряжения			N/n	Автор			
	NP1			NP2			P	N	T					
	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip	Az	Pl	Az			Pl		
31 05 1959	150	82	-104	31	15	-30	44	49	152	14	251	46	34/0	18
	158	70	-128	45	42	-38	26	50	170	36	275	17		19
	149	84	-106	40	17	-20	42	48	151	16	253	37	41/5	20
27 02 1967	174	52	-58	39	48	-125	21	65	195	24	286	3	30/7	21
	187	71	-31	281	61	-158	145	36	338	54	239	8	12	20
11 09 1980	150	50	-46	274	57	-129	127	58	298	31	30	4	49/5	22
	52	87	99	138	9	17	133	42	231	9	331	47	31	20
	3	75	82	212	17	117	100	30	5	8	263	59	26/5	23
13 11 1981	268	65	-115	137	35	-46	138	61	279	23	16	16	87/20	23
	213	65	-174	120	85	-25	73	22	289	64	169	19	81/21	24
	246	18	-112	97	75	-82	21	58	274	8	178	30		25
	273	60	-110	132	36	-58	140	68	284	18	18	14	84/16	*
21 02 1983	164	54	-26	271	69	-140	133	42	295	46	35	9	40/6	23
	144	50	-50	270	54	-124	122	60	294	30	27	3	44/8	*
	234	63	109	18	32	58	311	16	46	16	179	67	20	26
27 04 1986	179	29	49	44	69	110	119	21	216	19	344	61	110/33	23
	136	74	-168	42	78	-20	89	3	186	70	358	21	96/22	*
	226	44	102	30	47	79	128	2	38	8	229	82	95/10	27
19 07 1987	254	61	-26	358	66	-147	217	39	31	51	125	3	38/7	23
	254	61	-80	53	30	-108	194	70	70	10	334	14	44/7	*
	178	47	-112	29	48	-68	1	74	94	16	104	1	21	19
02 04 1988	20	54	-110	232	40	-64	224	74	32	17	126	9	9/0	*
11 06 1996	157	50	-88	335	40	-91	67	85	337	2	246	4	22/5	*
	29	56	-83	196	35	-101	322	78	205	6	114	11	16	19
08 03 2000	193	64	-8	287	83	-154	153	23	252	63	57	13	126/5	28
	85	80	153	180	63	11	135	11	246	61	39	26		MED
	93	78	150	190	61	13	142	10	250	58	46	30		ZUR
03 10 2004	289	27	-129	152	70	-72	88	16	325	17	228	23		HRVD
	123	45	-90	303	45	-90	88	90	303	0	213	0		ZUR
	311	44	-79	116	47	-100	317	82	123	7	213	2		MED
	276	50	-140	160	60	-48	124	54	312	36	221	6	60/10	*
	117	57	65	338	41	123	225	9	171	20	17	68	41	ROM
30 01 2006	338	80	-170	72	70	-21	25	10	132	68	294	22	34/3	*
07 05 2008	112	32	-110	315	60	-78	252	74	128	11	37	14	67/7	*

Примечание. \* Решения, полученные авторами

В работе [17] имеется решение механизма очага по 34 знакам вступлений волн P на сейсмических станциях мира. Знаки хорошо разделяются на стереографической проекции. Одна из плоскостей крутая и ориентирована в

направлении северо-запад – юго-восток. Вторая возможная плоскость пологая и ориентирована юго-запад – северо-восток. Оси сжатия и растяжения наклонны. Близкое решение получено в [18,19]. В работе [16] при исследовании записей землетрясения 31 мая 1959 г. отмечена следующая особенность. На сейсмограммах закарпатских станций ( $\Delta = 300-500$  км) очень малая величина амплитуд в волне Р по сравнению с записями на крымских и более удаленных станциях ( $\Delta = 550-600$  км). При изучении механизма очага выявлено, что станции Рахов, Ужгород, Черновцы и Львов лежат вблизи нодальной плоскости NP1 (поверхности, на которой смещения в продольных волнах или определенные компоненты в поперечных равны нулю). По этой плоскости произошла сбросовая подвижка с незначительной сдвиговой компонентой.

Коровое землетрясение 27 февраля 1967 ощущалось на юге Молдовы интенсивностью до трех с половиной баллов. [26]. В Атласе [14] имеется карта изосейст, составленная К. Раду и Е. Григоровой, из которой видно, что землетрясение проявилось на территории Румынии и Болгарии интенсивностью до 5 баллов. Граница ощущаемости на северо-западе доходит до населенных пунктов Панчу и Рэкоаса в Румынии. Вся северо-восточная часть Болгарии охвачена колебаниями вплоть до городов Горна-Оряховица и Варна. На карте не нанесены названия населенных пунктов, поэтому данные по Румынии и Болгарии мы скопировали и построили сводную карту изосейст (Рис. 6)

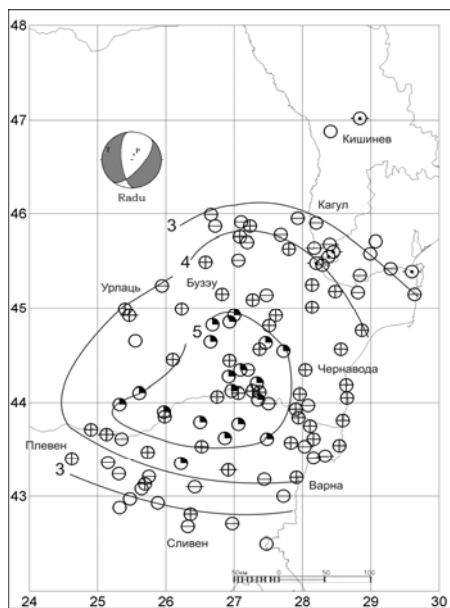


Рис. 6. Карта изосейст землетрясения 27 февраля 1967 г.

Имеется два варианта решения механизма [19,20]. Механизм [20] построен по 30 знакам первых вступлений волны Р, второй [19] лишь по 12 знакам, менее надежное. Поэтому на карте изосейст (рис. 6) мы показали одно решение.

Коровое землетрясение 26 ноября 1968 г. с эпицентром в междуречье Прут-Сирет ощущалось лишь в южной части территории Молдовы и в Измаиле.

Получено от сейсмокорреспондентов 19 анкет, в 14 из которых содержится отрицательный ответ об ощущаемости события. В селе Чишмикиой сотрясения были четырехбалльными, в Кислице-Прут 3-4 балла, в Джурджулештах, Измаиле, Суворово – 3 балла.

Эпицентр корового землетрясения 11 сентября 1980 г расположен в Добрудже в устье реки Сирет между городами Брэилой и Галацем [22]. В эпицентре – 6 баллов, в течение трех дней зарегистрировано 49 афтершоков. Ощущалось в Румынии, Молдове и Одесской области Украины. Макросейсмические сведения собраны из 32 населенных пунктов [30]. На юго-западе Молдовы отмечались колебания силой до 5 баллов (в Кагуле и Слободзея-Маре). В 4-х балльную зону попадает весь юг республики. В городах Рени, Комрат, Чимишлия землетрясение ощущалось интенсивностью в 4-5 баллов. Возле Тараклии наблюдается зона тени. Изосейста в 3 балла охватывает Леово, Кишинев (3-4 балла, от толчка просыпались люди, дребезжали стекла в окнах, посуда) и продолжается до Днестра (в Бендерах 4 балла) (Рис. 7).

Землетрясение зарегистрировано 16 румынскими, 4 молдавскими и 139 станциями земного шара на расстоянии от эпицентра до 89°. Слабо проявилось на сейсмограммах Закарпатья и Крыма и четко на сейсмостанции Кишинев. В работе [22] имеется решение механизма очага, выполненное по данным 49 знаков вступления продольных волн. Нодальные плоскости ориентированы довольно круто, расположены в направлении северо-запад – юго-восток. Висячий блок смещается вниз относительно лежащего. Характер механизма - сброс с компонентой левостороннего смещения. Ось сжатия близвертикальна, ось растяжения близгоризонтальна. Предпочтительнее плоскость NP1, вдоль которой происходит погружение к юго-западу.

Имеются также варианты решения [20,23], полученные на основе меньшего количества знаков (31 и 26). На карте изосейст (Рис. 7) мы показали решение [22].

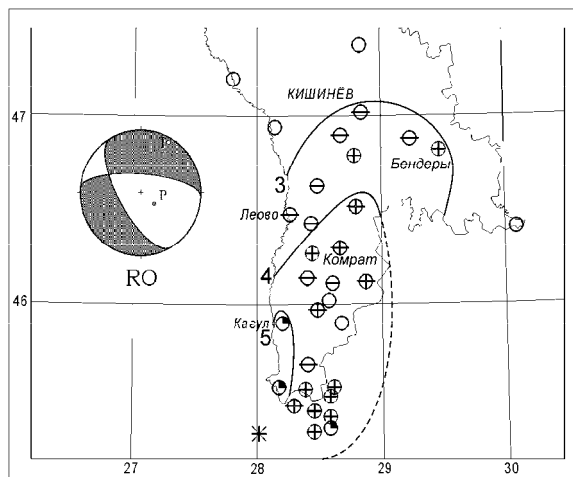


Рис. 7. Карта изосейст землетрясения 11 сентября 1980 г.

13 ноября 1981 г. в Румынии в северной части Добруджи произошло сильное землетрясение. Эпицентр его был расположен в дельте Дуная (Георгиевское гирло), юго-восточнее г. Тулча. Колебания почвы ощущались на расстоянии до 250 км от эпицентра. Материалы обследования на территории Молдовы собраны

Т. П. Москаленко. Колебания охватили южную половину Республики. На территории Одесской области Украины макросейсмическое обследование последствий землетрясения было выполнено сотрудниками отдела сейсмологии Института геофизики им. Субботина АН УССР. В итоге сведения были собраны из 32 населенных пунктов [31]. На основе этих данных нами построена карта изосейст (рис. 8).

Землетрясение 13 ноября 1981 г. по силе сотрясения на территории юго-запада Одесской области и юга Молдовы может быть отнесено к числу сильнейших из известных по инструментальным и историческим данным коровых землетрясений района нижнего течения реки Дунай. По макросейсмическим данным в этом районе отмечено землетрясение 2 июня 1906 г. Второе известное в районе г. Тулча землетрясение 22 июля 1923 г. зарегистрировано инструментально ( $I = 3-4$  балла). Далее мы отметим и событие 3 октября 2004 г. с близкими координатами эпицентра.

Исследованию землетрясения 1981 г. посвящена работа румынских сейсмологов [24], в которой сообщается, что оно проявилось в эпицентре интенсивностью в 6-7 баллов, сопровождалось шестью афтершоками, глубина которых варьировала от 4 до 9 км. Приводится решение механизма очага. Имеются также варианты решения механизма очага по [23, 25] и авторов (рис. 8). В решении [23] одна из плоскостей пологая, другая более крутая. Ось сжатия близвертикальна, ось растяжения близгоризонтальна. Характер движения сбросо-сдвиговой. Близкое решение получено нами. Обе нодальные плоскости близгоризонтального простирания. Преобладает сдвиговая компонента.

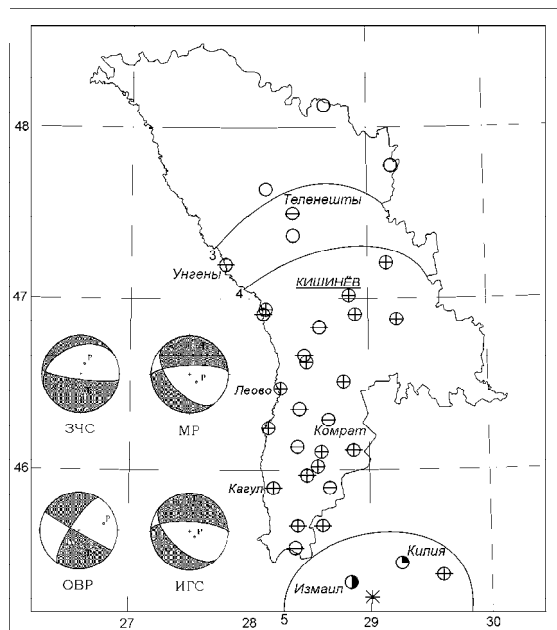


Рис. 8. Карта изосейст землетрясения 13 ноября 1981 г.

Коровое землетрясение 21 февраля 1983 г. с эпицентром в районе Рымникул-Сэрат сопровождалось роем афтершоков 21-22 февраля. Проявилось в селе Слободзея-Маре интенсивностью в 4 балла, в 7 населенных пунктах юго-запада Молдовы до 3 баллов, в Кишиневе 2-3 балла [32]. Изолиния трехбалльной интенсивности охватывает юго-западную часть территории Молдовы (рис. 9).

Исследованию механизма этого землетрясения и его афтершоков посвящена статья [26]. Механизм основного толчка определен по 20 знакам. Есть решение и в [23] по 40 знакам. Характер механизма сбросо-сдвиговый.

Нами построено решение по 44 знакам вступлений Р-волн. Из них 8 несогласованных. Полученное нами решение близко к решению [23].

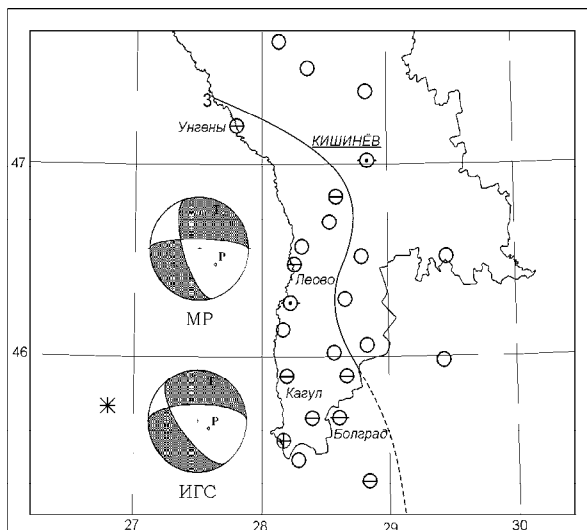


Рис. 9. Карта изосейст землетрясения 21 февраля 1983 г.

Коровое землетрясение 27 апреля 1986 г. произошло в Предкарпатском прогибе в районе Рымникул-Сэрат. Оно ощущалось в Кагуле, Вулканештах и Кишиневе интенсивностью в 3 балла, в с. Чишмикой – 2 балла [33]. В работе [27] изучена сейсмическая серия из 74 толчков 27-29 апреля 1986 г. Приводится решение механизма первого толчка [20], построенного по 95 знакам. Имеются решения механизма основного события также в [23] и наше по 110 и 96 знакам соответственно. Согласно решению [23] по плоскости NP1 происходит надвигание западного борта разрыва на восточный. По авторскому решению произошла сдвиговая подвижка по крутой плоскости простирания юго-восток – северо-запад. Вторые альтернативные плоскости совпадают по направлению (рис. 10).

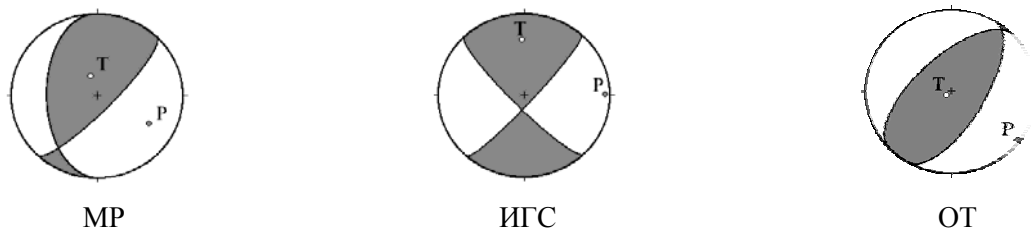


Рис. 10. Стереограммы механизма очага в проекции нижней полусферы для землетрясения 27 апреля 1986 г. по данным разных авторов.

Землетрясение 19 июля 1987 г. произошло в междуречье Прут–Сирет. Макросейсмические сведения для этого корового события имеются для 29 населенных пунктов [34]. На юге Молдовы проявилось силой до 5 баллов. В селе Валены ощущалось большинством жителей в домах и вне помещений. Многие

просыпались и в страхе выбегали на улицу. До толчка был слышен гул. В селе Верхняя Албота ощущалось многими, как в помещениях, так и на улице. Немногие просыпались, но страха никто не испытывал. Дребезжала посуда, слабо качались люстры. Вода в колодцах поднялась приблизительно на полметра, а вода в озере и в роднике стала мутной. Землетрясение сопровождалось гулом. В Комрате появились в штукатурке тонкие трещины. В Думбравенах ощущалось немногими людьми, находящимися в покое. До толчка отмечено беспокойство животных. Изменился уровень воды в колодцах. На склонах произошли оползни. В Кицканах макросейсмический эффект был усилен грозой. В Кишиневе ощущалось, главным образом, на верхних этажах.

Имеется решение механизма в [19,23] и наше. Решение [23] построено по 38 знакам. Мы добавили знаки первых вступлений на станциях Молдовы и Украины. Одна из нодальных плоскостей крутая в азимуте  $254^\circ$ . По этой плоскости произошла сбросо-сдвиговая подвижка. Вторые плоскости отличаются. В решении [19] только 21 знак первого вступления волны Р, поэтому оно не приводится.

На основании выше перечисленных данных нами построена карта изосейст и вставлены два механизма: по [23] и авторский (рис. 11).

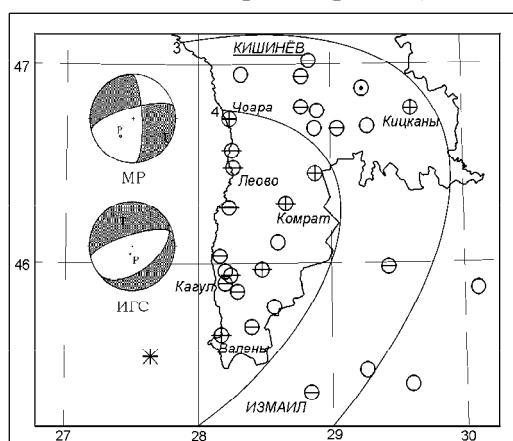


Рис. 11. Карта изосейст землетрясения 19 июля 1987 г.

Впервые за время инструментальных наблюдений 2 апреля 1988 г. зарегистрировано 18 станциями Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) и 19 станциями Международной сейсмологической сети коровое землетрясение на севере Молдовы с интенсивностью до 5 баллов, с эпицентром вблизи водохранилища Костешты-Стынка. Так как по историческим данным здесь землетрясения не отмечены, можно сделать допущение об его техногенном характере. В селах Зайканы и Братушаны наблюдалась наибольшая интенсивность – 5 баллов. Колебания ощущались всеми жителями, как в зданиях, так и на улице. Дребезжали окна, двери, посуда. Трещали стены. Сильно качались люстры, распахивались окна и двери. Падали небольшие предметы. В стенах в штукатурке образовались небольшие трещины. Землетрясение сопровождалось гулом. Отмечалось беспокойство животных. Сотрясениями было охвачено 23 населенных пункта [35].

Для построения механизма очага землетрясения 2 апреля нам удалось найти 9 знаков вступлений первичной волны на молдавских (Кишинев, Леово, Сороки), румынских (Яссы, Врынчоая, Кымпулунг, Дева, Бузиаш) и украинской (Ужгород) станциях. Механизм сбросовый. Направление нодальной плоскости согласуется с простиранием глубинных разломов на севере Молдовы.

Решение механизма показано на карте изосейст (рис. 12).

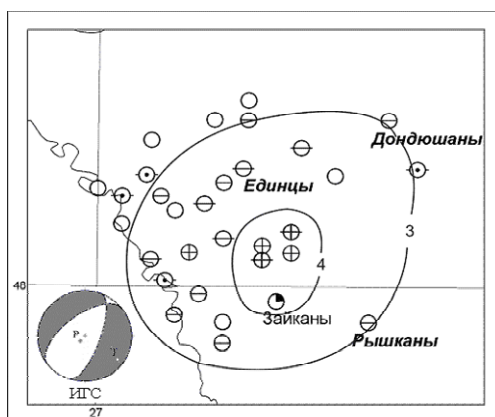


Рис.12. Карта изосейст землетрясения 2 апреля 1988 г.

11 июня 1996 г. произошло коровое землетрясение с эпицентром в районе нижнего течения реки Сирет.

Сейсмической станцией «Кишинев» было получено 34 телефонных сообщения о проявлении землетрясения (3 – 4 балла). Было разослано 30 анкет, ответ получен на 16 писем. Землетрясение произошло ночью, когда почти все жители спали. Ощущали землетрясение лишь те, кто не спал, некоторые спящие просыпались. В селах Московей и Мусаит наблюдались признаки 4-балльного землетрясения, в остальных населенных пунктах макросейсмический эффект был слабее [37].

Решение механизма корового очага получено по 22 знакам. Тип механизма - сбросовый. Имеется также решение в [19], но знаков всего 16.

Карта изосейст с механизмом представлена на рис. 13.

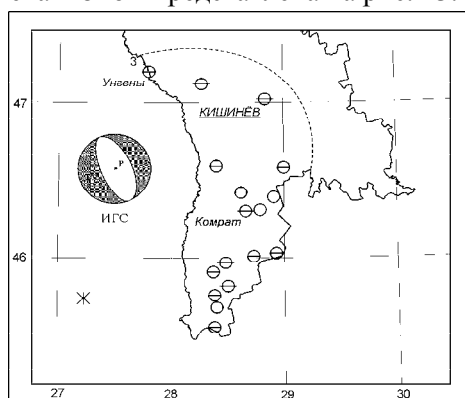


Рис. 13. Карта изосейст землетрясения 11 июля 1996 г.



После события 27 апреля 1986 г. землетрясение 8 марта 2000 г. явилось самым большим коровым землетрясением области Вранча. Колебания ощущалось в Бухаресте интенсивностью в 3-4 балла. На сейсмическую станцию «Кагул» поступило два звонка с сообщениями о звоне посуды, колебании диванов (3-4 балла). В Кишиневе слабо ощущалось людьми, находящимися в спокойном состоянии (2-3 балла). Эпицентр его был приурочен к северо-восточной окраине очаговой области Вранча, глубина очага по данным ISC составляет 27 км, а по данным сейсмологических служб Бухареста и Обнинска она порядка 70 км. По виду записи на сейсмической станции «Кишинев» это длиннопериодное землетрясение с повторными вступлениями Р-волн неувверенно интерпретируется по глубине.

Детальному исследованию этого события посвящена статья румынских сейсмологов [27]. Авторами получены следующие параметры землетрясения 8 марта: время в очаге  $22\ 11\ 27,1 \pm 10,4$ , координаты эпицентра  $\varphi = 45,695 \pm 6,1$  км,  $\lambda = 26,893 \pm 10,3$  км, глубина очага  $29,6 \pm 7,8$  км, магнитуда  $M_L = 4,8 \pm 0,2$  по данным 17 станций Румынии. Построено решение механизма очага по данным 126 знаков вступлений. Одна из нодальных плоскостей параллельна линии Предкарпатского прогиба, вторая параллельна разрыву Тротуш, который проходит севернее примерно на 30 км. Подвижка в очаге сбросо-сдвиговая.

Имеются также решения по методу ТМЦ (Табл.2). Одна из крутых нодальных плоскостей в решениях М. Ивана и М. Попа [27], агентств ZUR RMT, MED RCMT близмеридионального простирания совпадает в пределах ошибок определения ( $Az = 193, 190$  и  $180^\circ$  соответственно). Подвижка в двух последних решениях сдвиго-надвиговая (рис. 14).

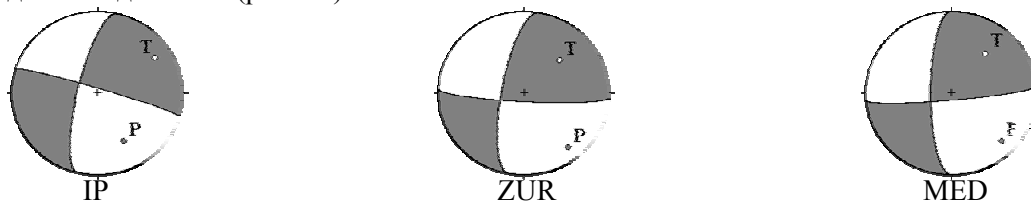


Рис. 14. Стереогаммы механизма очага для землетрясения 8 марта 2000 г. по данным разных авторов.

Землетрясение 3 октября 2004 г. произошло в дельте Дуная (Георгиевское устье), вызвавшее в украинском г. Измаил колебания интенсивностью 5 баллов (согласно телефонным сообщениям на сейсмическую станцию «Кишинёв»). По данным ISC землетрясение записали большое число станций ( $n=727$ ), что обусловлено значительным уровнем энергии, выделившейся в его очаге. В оценках глубины очага по данным различных агентств разброс большой, от 2 до 53 км, свидетельствуя о ненадежности оценок этого параметра, что закономерно из-за отсутствия близких ( $\Delta < 30$  км) к эпицентру сейсмических станций.

Основной толчок 3 октября с эпицентром вблизи г. Тулча сопровождался с интервалом около трех часов афтершоком, локализованным сетью сейсмических станций Молдовы и Румынии в северной части Добруджи.

Землетрясение 3 октября ощущалось в центральной и южной части территории Молдовы. Интенсивность в 4 балла наблюдалась лишь на крайнем юге страны в Джурджулештах (рис. 15).

Ответы на отправленные анкеты получены из 14 населённых пунктов. В селе Джурджулешты ощущался быстрый толчок людьми, находящимися в состоянии покоя. Дребезжали окна, двери, качались люстры, лампочки, был слышен гул. Лаяли собаки. В Кишинёве на сейсмической станции зарегистрировано несколько десятков телефонных сообщений. Многие жители на всех зданий ощутили 1-2 толчка, дребезжание стёкол и качание люстр. В селе Липовены Чимишлийского р-на землетрясение ощущалось многими жителями в помещениях и на улице. Колебались люстры и лампочки, дребезжала посуда. В Кагуле, Леово, селе Паику слабый непродолжительный толчок ощущался немногими людьми, находящимися в состоянии покоя, был слышен слабый гул. В Григориополе и Дубоссарах ощутили 1-2 толчка некоторые сидящие или лежащие жители. В Тирасполе один толчок заметили немногие люди.

Отмечены колебания в Румынии в городах Брэила и Тулча.

Есть определения механизма очага события 3 октября как по тензору момента центроида, так и по стандартной методике. Все решения близки между собой, простираение обеих плоскостей – юго-восток–северо-запад. Оси напряжений сжатия ориентированы ближе к вертикали, чем оси растяжения. В очаге наблюдается движение сбросо-сдвигового типа.

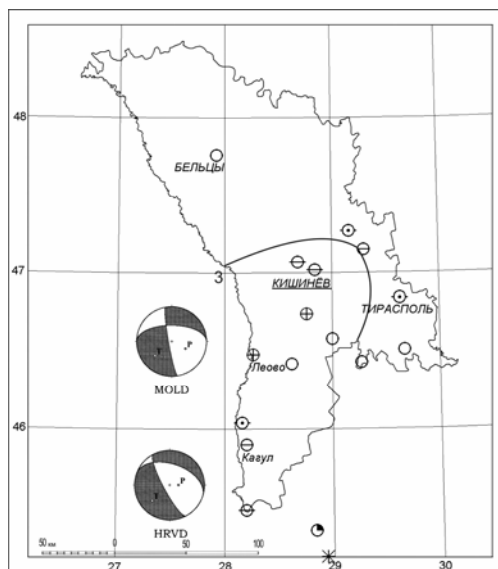


Рис. 15. Карта изосейст землетрясения 3 октября 2004 г.

Землетрясение 30 января 2006 г. относится к области коровых землетрясений Вранча, его очаг расположен в Румынии, на расстоянии порядка 30 км от города Кагул, где оно ощущалось отдельными жителями. Почувствовался толчок, слышался гул.

На рис. 16 показано решение механизма очага землетрясения 30 января, выполненное нами по данным о 34 знаках вступлений Р-волн.

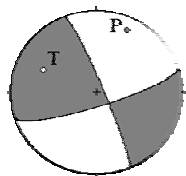


Рис.16. Стереограмма решения механизма очага землетрясения 30 января 2006г.

Землетрясение 7 мая 2008 г. произошло в районе острова Змеиный на глубине порядка 10 км. Сильнее всего ощущалось в Одесской области Украины интенсивностью до 4 баллов. Отмечено в юго-западных районах Молдовы.

В Кишиневе большинство телефонных звонков на сейсмическую станцию приходило с верхних этажей зданий. На первых этажах ощущались слабые колебания людьми, находящимися в состоянии покоя. Некоторые люди почувствовали легкие толчки в течение нескольких секунд, в основном на верхних этажах (3 балла). В Тирасполе многие люди ощутили один толчок, было похоже на близко проходящий тяжелый транспорт. Ощущались легкие толчки в течение нескольких секунд в городах Днестровск, Комрат, Бендеры, Леово, Штефан-Водэ и селах Твардица и Чобручи.

Имеются макросейсмические данные для территории соседних государств: Украины и Румынии.

Из карты пунктов-баллов сейсмологического центра EMSC по событию 7 мая, опубликованной в Интернете, взяты данные для пунктов: Овидиополь, Маяки, Николаев, Силистра и Олтеница. По данным центра Обнинск в городах Одесса, Измаил, Херсон интенсивность 3-4 балла.

Макросейсмические данные по территории Румынии представлены в [41,42] Землетрясение 7 мая интенсивностью в 3 – 4 балла ощущалось в Констанце. В Бухаресте, Яссах и в районе Добруджа интенсивность до трех баллов. В районе Карпатской дуги не ощущалось, но слабые колебания отмечены на северо-западе Румынии (Бистрица, Бая-Маре, Турда – 2 балла).

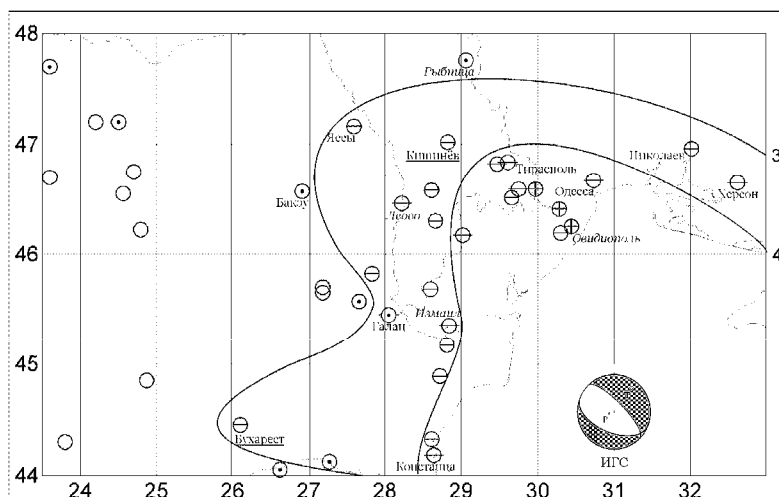


Рис.17. Землетрясение 7 мая 2008 г.

Построено решение механизма очага землетрясения 7 мая 2008 г. по данным о знаках вступления Р-волн на 52 станциях мировой сети (35 – сжатие, 17 – разряжение). Одна из возможных нодальных плоскостей крутая, другая пологая. Ось растяжения близгоризонтальна, ось сжатия близвертикальна. Тип механизма сбросовый. (Табл.2).

Примерно в тех же координатах произошла сложная последовательность толчков в земной коре шельфа западной части Черного моря в 1992 г. [43]. Эпицентры повторных толчков образовали эллипс, большая ось которого ориентирована диагональю СВ-ЮЗ простирания. Механизм очага основного события характеризуется вертикальным сбросом активного крыла разрыва в азимуте диагональной ориентации. Диагональная направленность разрывов и ориентация нодальных плоскостей соответствуют друг другу и согласуются с диагональной системой активной геологической структуры запада Черного моря.

### **Выводы**

Механизмы коровых землетрясений носят в основном сбросо-сдвиговый характер. Подвижка в очаге обусловлена действием горизонтального растяжения и вертикального сжатия. Нодальные плоскости имеют пологий угол скольжения. Макросейсмический эффект на территории Молдовы за наблюдаемый период времени не превышал 5 баллов.

### **Литература**

1. Atanasiu I. Cutremurele de pământ din România. Acad.RPR, București, 1961. 275 p.
2. I.G. Popescu. Cutremurele de pământ din Dobrogea. Analele Dobrogei, an. XIX, v. 1. Cernăuți, 1938. P. 22-26
3. St. Hepites. Registrul cutremurelor de pământ din România (1838-1893). Analele Inst. Meteor. Rom. t. VI (1890). București, 1893. P. 62-66.
4. Клоссовский А. Метеорологическое обозрение. Труды Метеорологической сети юго-запада России, вып. V, 1892., вып V11, 1895. Одесса, 1893, 1896.
5. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. К вопросу о сейсмичности дельты Дуная. Buletinul Institutului de Geofizica și Geologie al Academiei de Științe a Moldovei. N2, 2006. С. 31-36.
6. 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, 154 с.
7. Одесские новости №2880, 2881 1894 г.
8. Одесский листок №49, 1894 г.
9. Popescu I. G. Asupra unor cutremure cu vatra în regiunea Vrancei. Studii și cercetări de astronomie și seismologie. Ac.Rep. Pop. Romîne. An- 1- 1956. P. 101.
10. Землетресението Вранча – 1977. Последствия в НР България. Ред. Бранков Г. София. Изд. БАН. 1983. 428 с.С. 143.
11. Друмя А.В., Устинова Т.И., Шукин Ю.К. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Вып. 2. Кишинев, Карта Молдовеняскэ. 1964. 120 с.
12. Новый каталог сильных землетрясений с древнейших времен до 1975 г. Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М., Наука, 1977, 536 с.

13. Е.А. Сагалова. Карпатский землетрус 25 травня 1912 р. Каталог карпатских землетрусів №4 (7) 1958 р. Київ, 1960. С. 34-41.
14. Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Изд. АН УССР, Киев, 1961. С. 52-53.
15. Catalogue the earthquake, part 3. Atlas of isoseismal maps. UNDP-UNESCO. Skopje, 1974. 275 p.
16. О.І. Юркевич. Сесмічність Карпат за 1959 р. Каталог карпатских землетрусів №5 (8) 1959 р. Київ, 1961. С. 8-9.
17. Сагалова Е.А., Кутас В.В. О скоростях сейсмических волн в Карпатском регионе по данным землетрясений. Сейсмичность Украины. Наукова думка. Киев. 1969. С. 56-69.
18. Иосиф Т., Раду К., Саваренский Е.Ф. Механизмы очагов некоторых карпатских землетрясений. Изучение внутреннего строения Земли по сейсмическим данным. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, №15, М., 1963. С. 146-167.
19. Fara H.D. A new catalogue of earthquakes fault plane solutions. B.S.S.A. 54, 1964. P. 1491-1517.
20. Radulian M., Popescu E., Bala A., Utale A. Catalog of fault plane solution for the earthquakes occurred on the Romanian territory. Rom. Journ. Phys. 47. 2002. P. 663-683.
21. C. Radu. The tectonic stress and tectonic motion direction in Romania. Proceedings of the Seminar on seismic zoning maps. UNESCO, Skopje, 1976. V. 1. P. 84-100.
22. C. Radu, M.C. Oncescu. The crustal earthquake of September 11, 1980 from Brăila-Galați region. //Revue roum. de geol., geoph., geogr. Geophysique, 1988, N32. P. 19-27.
23. Mostyukov A.O., Petrov V.A. Catalogue of Focal Mechanisms of Earthquakes 1964-1990. Materials of the World Data Center. Moskow. 1994. 87 p.
24. M.C. Oncescu, O. Bazacliu and E. Popescu. The Tulcea earthquake of November 13, 1981. Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr., Geophys. 1989, t. 33, p. 23-26.
25. Захарова А.И., Чепкунас Л.С., Синельникова Л.Т. Спектральные и очаговые характеристики ряда сильных землетрясений мира. Землетрясения СССР в 1981 году. М., Наука, 1984 г. С. 113-119.
26. M.C. Oncescu, L. Apolozan. The earthquake sequence of Râmnicu Sărat, Romania, of 21-22 February 1983. Acta Geofisica Polonica, 32. 1984. P. 231-238.
27. M.C. Oncescu, C.I. Trifu. A large seismic sequence on April 27-29, 1986 in Vrancea fordeep. St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Geofizica, 25. 1987. P. 88-97
28. Ivan M., Popa M. Crystal seismicity adjacent to Vrancea area: The March 8<sup>th</sup> 2000 earthquake/seismicitatea crustală în zona Vrancea: Cutremurul din 8 martie 2000. Studii și cercetări de Geofizică, tomul 42, București 2004. P. 27-38
29. К.Г. Евсеева, И.С. Подымова, В.М. Попов. Карпатские землетрясения 1966-1967 гг. с  $M > 4$  по данным опорной станции «Кишинев». Землетрясения в СССР в 1967 году. М., Наука, 1970. С. 15-20.
30. О.П. Костюк, И.М. Руденская, Т.П. Москаленко, И.С. Подымова. Сейсмичность Карпат в 1980 г. Сейсм. бюлл. Зап. терр. зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты, 1980 г.). Киев, Наукова думка, 1984. С. 79-86.
31. И.М. Руденская, Т.П. Москаленко, Т.П. И.С.Подымова и др. Сейсмичность Карпат в 1981 г. Сейсм. бюлл. Зап. терр. зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты, 1981-1982 гг.). Киев, Наукова Думка, 1985. С. 77-83.
32. О.П. Костюк, И.М. Руденская, Р.С. Пронишин, Т.П. Москаленко. Сейсмичность Карпат в 1983 г. Сейсм. бюлл. Зап. терр. зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты, 1983). Киев, Н.д., 1986. С. 73-85

33. Костюк О.П., Руденская И.М., Москаленко Т.П. Землетрясения Карпат. Сейсмичность Карпат в 1986 г. Сейсм. бюлл. Зап. терр. зоны ЕССН СССР (Крым-Карпаты, 1986 г.). Киев, Наукова Думка, 1989. С. 72-93.
34. Костюк О.П., Руденская И.М., Москаленко Т.П. Землетрясения Карпат. Землетрясения в СССР в 1987 году. М., Наука, 1990. С. 10-17.
35. Костюк О.П., Руденская И.М., Москаленко Т.П., Пронишин Р.С. Сейсмичность Карпат в 1988 г. Сейсмол. бюлл. Зап. зоны за 1988 г. Киев, Наукова думка, 1991. С. 127-137.
36. Костюк О.П., Руденская И.М., Москаленко Т.П. Землетрясения Карпат. Землетрясения в СССР в 1989 году. М. Наука, 1993. С. 12-17.
37. Костюк О.И., Пронишин Р.С., Руденская И.М., Симонова Н.А., Степаненко Н.Я. Карпаты. Сб. Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. М., ОИФЗ РАН, 2002. С. 13-17.
38. Руденская И.М., Пронишин Р.С., Стасюк А.Ф., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. Сейсмичность Карпат в 2000 году. Сейсмологический бюллетень Украины за 2000 год. Севастополь. 2002. С. 24-29.
39. Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В. Макросейсмические данные о сейсмичности Карпат за 2004 год. Buletinul Institutului de Geofizica si Geologie al Academiei de Stiinte a Moldovei. №1, 2005. P. 21-26.
40. Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В. Макросейсмические данные землетрясений Карпатского региона в 2004 году. СБУ за 2004. Севастополь, 2006. С. 118-123.
41. MacroSeis – cutremurele din România
42. Baza de date cu evenimentele seismice de pe teritoriul Romaniei. Utilizator: <http://www.emsc-csem.org/index.php?page=rye&sub=sortie&id=85538> – adres: emsc-csem
43. Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.А., Капитанова С.А. Экспериментальные данные о процессах в очагах Черноморских землетрясений. Сейсмол. Бюлл. Украины за 2005 г. Севастополь 2007. С. 152-163.

*Дата поступления в редакцию – 28 июня 2011*

УДК 550.343

Алказ В.Г., Гинсарь В.Н., Исичко Е.С.

## **Оценка сейсмостойкости и износа каменных зданий г. Кишинева в аспекте их использования для возведения мансард**

### **Abstract**

*The article analyzes the state of 4-5-storey stone buildings on the example of IM-438AC series in terms of their use under an attic superstructure. The estimations of physical deterioration and possible deficit of seismic stability because of three previous earthquakes were made. Examples of the significant damage to several buildings after the earthquake of 1986 from the archival reports are given. It was shown that the deficit of buildings earthquake resistance due to all the factors involved is about 1 degree. In this respect is concluded, that fitting out of stone houses with an attic superstructure needs an individual assessment of the seismic stability deficit of each object, including technical diagnostics and mandatory return of the original seismic resistance to the reconstructed building.*

### **Rezumat**

*În baza seriei IM-438AC în lucrare este analizată starea clădirilor de piatră din punctul de vedere al posibilității construcției mansardelor. A fost estimată uzura fizică și deficitul de rezistență seismică, condiționat de trei cutremure puternice precedente. Sunt aduse exemple de deteriorări serioase a unor clădiri ca rezultat al cutremurului din 30 august 1986. S-a demonstrat, că pierderea rezistenței seismice ca rezultat al acțiunii a mai multor factori constituie nu mai puțin de o unitate. În acest context se conchide, ca clădirile în cauză pot fi utilizate pentru construcția mansardelor numai după evaluarea individuală a deficitului de rezistență seismică, cu efectuarea unei diagnosticări tehnice și restabilirea seismicității inițiale a fiecărei construcții.*

### **Резюме**

*В статье проведен анализ состояния каменных 4-5-этажных зданий на примере серии IM-438AC с точки зрения их использования под мансардную надстройку. Выполнены оценки физического износа и возможного дефицита сейсмостойкости от трех перенесенных ранее сильных землетрясений. Приведены примеры существенных повреждений ряда зданий после землетрясения 30 августа 1986 года из архивных отчетов. Показано, что потеря сейсмостойкости вследствие всех влияющих факторов в среднем составляет около 1 балла. В связи с этим, при отводе каменных домов под мансардную надстройку необходима индивидуальная оценка дефицита сейсмостойкости каждого объекта, включающая техническую диагностику и обязательное возвращение реконструируемому зданию исходной сейсмостойкости.*

### **Введение**

Поводом для проведения нижеследующего анализа состояния каменных зданий послужило принятое сравнительно недавно Примэрией г. Кишинева решение о массовой надстройке квартир мансардного типа на 4-5-этажных каменных жилых зданиях.

Хотя строительство мансард началось несколько лет назад, до сих пор в городе сравнительно немного зданий (порядка нескольких десятков), где эти

проекты реализованы или находятся в стадии завершения. В качестве примеров можно привести 4-этажное здание на бульваре Г. Виеру, 3 (инд. проект на основе серии 1М-438АС) и 5-этажное по ул. Трандафирилор, 33/1 (серия 1М-438АС) с завершёнными и уже сданными в эксплуатацию мансардными надстройками или находящееся в стадии завершения строительство мансард на 5-этажном здании той же серии по ул. А.Руссо, №3/1.

Каменные 4-5-этажные дома, постройки 60-70-х годов прошлого века с плоскими крышами, покрытыми битумом (зачастую, проблемными и протекающими) и невыразительным архитектурным обликом, являются первыми «кандидатами» на возведение мансард. Подразумевается, что это позволит решить проблему протекающих перекрытий последних этажей, улучшить архитектурный облик зданий и, самое главное, с минимальными затратами получить сравнительно недорогое жилье без дополнительного землеотвода дорогой земли в черте города. Вместе с тем остается непрозрачным, как для жильцов, так и для ряда специалистов, уровень технической экспертизы зданий, предназначенных под строительство мансард. Какова степень физического износа домов, эксплуатируемых в течение 40-50 лет, в основном, без капитального ремонта? Кем оценивается возможная частичная утрата проектной сейсмостойкости с учетом трех перенесенных ранее землетрясений 1977, 1986 и 1990 годов? И как повлияет на сейсмостойкость этих домов дополнительная нагрузка в виде мансард?

С началом процесса возведения мансард стали появляться публикации в прессе о конфликтных ситуациях между жильцами домов, ставших объектами мансардного строительства и строительными компаниями его осуществляющими. В январе 2011 года подобный конфликт возник при намерении возведения мансарды на жилом доме серии 1М-438АС №13/1, бул. Мирон Костин. Этот случай особо привлек наше внимание, т.к. именно это здание получило серьезные повреждения вследствие землетрясения 31 августа 1986 г. и, наряду с несколькими другими, было объектом наиболее детального анализа группы ведущих специалистов Госстроя МССР [1,2].

В отчете ИГС [3] и двух статьях [4,5], была представлена общая классификация городской застройки в Кишиневе для последующей оценки сейсмического риска. В том числе, в этих работах приведены статистика и краткое описание типовых проектов разных серий зданий, составляющих большую часть жилой многоэтажной застройки города. 774 из 2551 зданий (этажностью от 4-х и выше) представляют каменное домостроение на основе типовых серий 1-256, 1-311С, 1М-438АС. Причем, среди типовых проектных решений преобладают здания, созданные на базе серии 1М-438АС – их всего 459. Возможно, это связано с тем, что разработка этой серии пришлась на период особенно массового жилищного строительства в Кишиневе, да еще и из основного местного строительного материала – мелких и средних блоков пильного известняка.

Располагая большим сводным архивом данных о состоянии зданий разных серий, вследствие воздействия землетрясения 31 августа 1986 г., в том числе, и особенно широко представленной в застройке города серии 1М-438АС, проведем оценку современного уровня сейсмостойкости и износа каменных домов именно на основе данной серии.



В предлагаемой работе содержится значительный объем компилятивных материалов из публикаций и специальных отчетов прошлых лет. Мы сделали это вполне сознательно, с учетом того, что со времени сильного землетрясения 1986 г. прошло уже 25 лет. За это время практически сменилось не только поколение проектировщиков и строителей, но изменились и формы собственности и сама система органов проектирования, строительства и надзора в Молдове. Следует также отметить, что в строительной практике всех стран с высоким уровнем сейсмичности, наблюдается тенденция к ужесточению строительных норм. Полезно напомнить новому поколению специалистов и чиновников, принимающих решения, о том, как проявила себя городская застройка при прошедших сильных землетрясениях, которые с большой вероятностью произойдут снова в ближайшем будущем.

### **Характеристика серии 1М-438АС и ее место в застройке города**

Здания серии 1М-438АС (далее в тексте для краткости 438-й серии) спроектированы с соблюдением антисейсмических мероприятий в соответствии со СНиП II-12-62, а затем СНиП II-А 12-69. Они имеют конструктивно-планировочную схему с тремя несущими стенами [6]. Это последняя массовая серия чисто каменных домов, которая пришла на смену серии 1-311 и широко применялась с 1965 по 1975 гг.

Фундаменты и стены подвалов из бетонных, железобетонных монолитных и сборных блоков; стены надземной части выполнены из средних или мелких блоков пильного известняка марки «35» на растворе марки «50» на первом этаже и марки «25» на остальных этажах. Перекрытия из сборных круглопустотных железобетонных панелей, замоноличиваемых по контуру с помощью железобетонных обвязок.

Согласно проекту кладка усиливается горизонтальным армированием металлическими сетками и вертикальными железобетонными элементами, обрамляющими все простенки наружных стен и проемы внутренних стен. Арматура вертикальных железобетонных элементов усиления по наружным стенам пропускается через отверстия, предусмотренные в поясах, балконных и карнизных блоках, а во внутренних стенах через монолитные железобетонные переемы проемов и обвязку. В поперечных внутренних стенах имеются монолитные железобетонные рамы и обрамления, обеспечивающие создание сквозных поперечников для восприятия сейсмических сил.

В 8-ми балльных зонах здания этой серии возводятся с дополнительными конструктивными мероприятиями (монолитными железобетонными поясами по наружным продольным стенам в уровне подоконников и др.). В целом, конструктивная схема домов серии 438 с системой несущих продольных стен дает возможность полноценно использовать несущую способность кладки. Наличие армированных железобетонных поясов по стенам в уровнях перекрытий создает диски, которые обеспечивают пространственную работу здания при сейсмическом воздействии.

Серия разработана для сейсмичности 7 и 8 баллов. Однако ввиду последовательной модернизации нормативов и ужесточения требований к сейсмостойкости сооружений в последующие годы, в настоящее время дома этих

серий не отвечают требованиям наиболее современного национального стандарта NCMF.03.02, а также и действующего до сих пор СНиП II.7-81.

Распределение застройки Кишинева чисто каменными, жилыми многоквартирными домами типовых серий, по пятилетним интервалам, представлено на рис. 1.

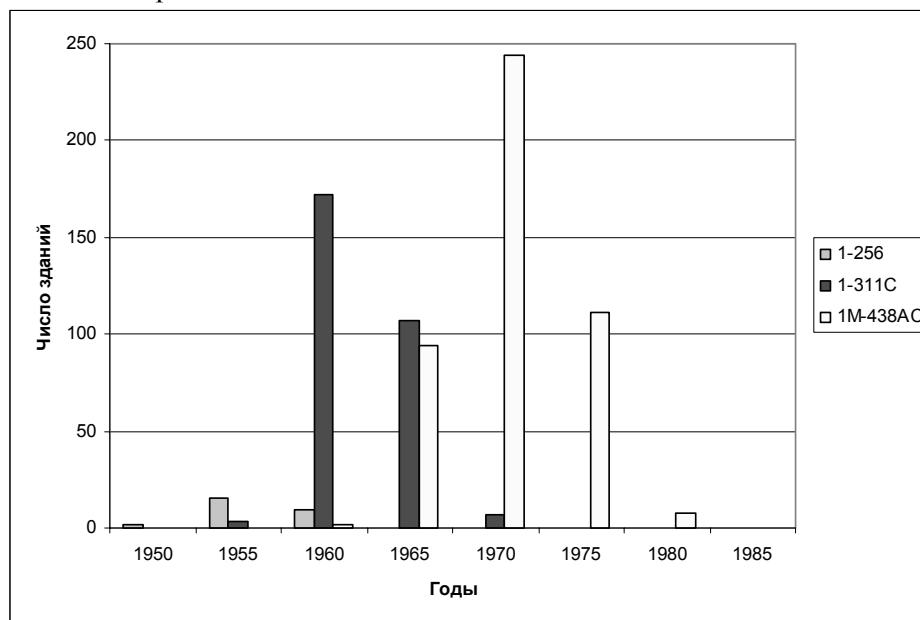


Рис. 1. Распределение каменных домов типовых серий по времени постройки.

Из рисунка. 1 видно, что абсолютное большинство зданий 438-й серии, подвергались воздействию последних трех сильных землетрясений 1977, 1986 и 1990 годов.

Подавляющее большинство зданий 438 серии территориально расположены в пяти микрорайонах: Рышкановка – 127, Ботаника – 91, Боюканы – 87, Телецентр - 59, Чеканы – 30.

### Результаты инженерного анализа поведения зданий 438-й серии после сильных землетрясений

Как следует из отчета по обследованию последствий землетрясения 1977 г. [6], дома 438-й серии перенесли землетрясение вполне удовлетворительно, а отдельные их повреждения были единичными и обусловлены низким качеством и нарушением технологии производства строительных работ. Землетрясение 1986 г., несмотря на меньшую, чем в 1977 г. магнитуду, вызвало более сильный сейсмический эффект на территории Кишинева (вследствие специфичного механизма очага). В том числе это сказалось и на домах 438-й серии.

После землетрясения 1986 г. инженерным обследованием было охвачено 189 зданий 438-й серии или 42% от их общего числа. Для каждого обследованного здания была определена степень повреждения.

Существующая оценка сейсмических повреждений зданий и сооружений включает 6 степеней – от нулевой (повреждений нет) до пятой (обрушение здания).

Каждая из четырех степеней между нулевой и пятой характеризуется определенным набором описательных и количественных показателей [7]. Как правило, в здании, испытавшем сильное сейсмическое воздействие, могут наблюдаться одновременно признаки, характерные и для первой, и для второй, иногда и для третьей и четвертой степеней повреждения. В зависимости от преобладания тех или иных повреждений-признаков, а также от профессионализма и опыта эксперта, в итоге обследования зданию приписывается интегральная оценка. Таким образом, в протоколах обследования появляются приближенные дробные значения, как правило, кратные 0,5, т.е. собственно 0,5, 1,5, 2,5. Именно такие оценки, содержащиеся в протоколах обследования домов 438-й серии, представлены в таблице 1.

Таблица 1

Распределение домов 438-й серии по степеням повреждения вследствие воздействия землетрясения 31.08.1986 г.

Степень повреждения, d	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
Число зданий	88	65	23	10	2	1

Из таб. 1 следует, что степени повреждения 153 из 187 зданий не превысили первой, для которой характерны только легкие повреждения несущих элементов зданий, устранимые, фактически, косметическим ремонтом. Среднее значение степени повреждения для всех 189 обследованных после землетрясения 1986 года домов 438-й серии –  $d = 0.9$ .

Здания, получившие умеренные повреждения конструкций, т.е. несущих элементов, рассмотрим более детально. Их перечень приведен в таблице 2 (названия улиц и микрорайонов приведены по состоянию на 1986 г).

Всего здания 438-й серии с  $d \geq 2.0$  составляют 6.8% от количества обследованных после землетрясения 1986 г. и 3% от их общего числа.

Таблица 2

Список зданий 438-й серии, получивших вследствие воздействия землетрясения 1986 г. степень повреждения  $d \geq 2.0$ .

№ п/п	Адрес	Микро-район	Число квартир	Год постройки	$d_{1986}$
1	Мунчештская, 782/1	Аэропорт	общежитие	1973	2.0
2	Мунчештская, 782/2	Аэропорт	общежитие	1973	2.0
3	Мунчештская, 782/3	Аэропорт	общежитие	1973	<b>3.0</b>
4	Виноградная, 32/10	Центр	общежитие	1971	2.0
5	Виноградная, 32/11	Центр	общежитие	1971	<b>2.5</b>
6	Виноградная, 32/12	Центр	общежитие	1974	2.0
7	Виноградная, 43/1	Рышкановка	55	1967	2.0
8	Виноградная, 43/3	Рышкановка	51	1975	2.0
9	Федько, 9/1	Рышкановка	43	1964	2.0
10	Федько, 13/2	Рышкановка	45	1964	2.0
11	К. Маркса, 6/1	Рышкановка	108	1974	2.0
12	К. Маркса, 13/1	Рышкановка	168	1970	<b>2.5</b>
13	К. Маркса, 13/2	Рышкановка	93	1968	2.0
14	К. Маркса, 13/3	Рышкановка	90	1968	2.0

Обращает на себя внимание тот факт, что большая часть обследованных домов с относительно высокой степенью повреждения расположена в микрорайоне Рышкановка. Это объясняется тем, что именно в этом микрорайоне построено наибольшее количество зданий 438-й серии, соответственно, оказалось больше относительно поврежденных домов.

В монографии [1] и отчетах [2, 6] приведены подробные описания нескольких наиболее пострадавших зданий 438-й серии, которые ниже воспроизводятся дословно (названия улиц и микрорайонов приведены по состоянию на 1986 г).

Рышкановка, бул. К.Маркса (сегодня бул. Мирон Костин), 13/1. Год постройки – 1970. Каменный 5-ти этажный трехсекционный жилой дом с гибким первым этажом. Первый этаж выполнен каркасным с несущим ограждением из мелких блоков пильного известняка. Остальные 4 этажа решены в комплексных конструкциях первого варианта серии 438 (без монолитных обрамлений простенков наружных стен).

После землетрясения 1977 года в конструкциях каркаса недопустимых деформаций не обнаружено. Разрушились каменные стены лестничных клеток первого этажа, расположенные в плоскости каркаса. Проявились значительные трещины в наружных самонесущих стенах, получили повреждения кирпичные перегородки. Дом был подвергнут обычному ремонту. После землетрясения 1986 г. на первом этаже произошел отрыв несущих каменных стен от колонн каркаса на 1-8 см, разрыв стен в углах, образовались косые трещины в простенках, растрескались кирпичные перегородки. Произошло разрушение одной из колонн у торцевой стены по средней продольной оси здания – раскрошился бетон от основания колонны на высоту 0.8 метра, арматура оголилась и выпучилась. В двух нижних этажах в простенках продольных стен появились горизонтальные и косые трещины.

Наиболее серьезные повреждения в данной серии отмечены после землетрясения 1986 г. в одном из трех зданий общежитий в районе Аэропорта, по ул. Мунчештская, № 782/3 (адреса двух других зданий 782/1, 782/2). Торцевые стены здания повреждены диагональными трещинами с первого по пятый этаж (степень повреждений 3 и 4). Внутренние поперечные стены в глухих участках разрушены на первых двух этажах. В продольных наружных стенах – большинство простенков на первом и втором этажах испещрено диагональными и вертикальными трещинами. Проявились трещины и в монолитных обрамлениях. По информации жителей этого дома ширина раскрытия трещин нарастала и в первые дни после землетрясения. На верхних этажах повреждены отдельные простенки. Перегородки растрескались по всему зданию. Оконные проемы лестничных клеток из стеклоблоков разрушены, имеются обвалы. Отмечено повсеместное растрескивание швов между плитами по их периметру.

Основная причина столь тяжелых повреждений – брак в производстве работ: каменная кладка низкого качества, толщина растворных швов 3-5 и более см, прочность раствора близка к нулю. Тонкие железобетонные элементы усиления простенков отслаивались от кладки, бетон в них был уложен недоброкачественно.

Здание было признано аварийным, отселены жильцы и, по срочно разработанному институтом «Колхозстройпроект» проекту, выполнено усиление и ремонт здания. О масштабе этих мероприятий свидетельствует то, что на усиление дома было затрачено почти 27 тонн стали.

В зданиях по ул. Мунчештской № 782/1, 782/2 уровень повреждений, ширина раскрытия трещин – меньше. В торцевых стенах – тонкие наклонные и вертикальные трещины, в межоконных простенках также появились горизонтальные, наклонные и вертикальные трещины. В некоторых простенках отслоились монолитные железобетонные обрамления. Этим зданиям также потребовался капитальный ремонт, но в значительно меньшем объеме, чем для дома № 782/3. Так, по сводным сметам, усиление зданий по ул. Мунчештской № 782/3, 782/2, 782/1 оценено, соответственно, в 40577 руб. (достаточно значительная по тем временам сумма), 15000 руб. и 5560 руб.

Близким к вышеописанному оказался также объем повреждений в трех корпусах общежитий Госуниверситета по ул. Виноградской, № 32/10, 32/11, 32/12 (таб.2).

Приведенные описания повреждений свидетельствуют о плохом качестве строительных работ, отступлении от проектной документации и низкой технологической дисциплине, во всяком случае, при сооружении отдельных зданий 438-й серии. Однако, в целом, здания 438-й серии, в которых отмечены легкие повреждения конструкций, составляют только 8% от их общего числа в городе и 19% от числа обследованных после землетрясения. Можно предположить, что постсейсмическим инженерным обследованием были охвачены все здания данной серии, получившие значимые повреждения – большая их часть находилась в государственной собственности на момент землетрясения, и ремонт производился также за счет государства (за исключением внутриквартирного, косметического), поэтому жильцы были заинтересованы в информировании обследователей обо всех заметных повреждениях внутри зданий.

Массовых детальных обследований зданий 438-й серии после землетрясения 30 мая 1990 г. не проводилось. Сейсмическое воздействие было высокочастотным и более слабым (5-6 баллов), чем в 1977 и 1986 гг. Как отмечается в [8], всего было обследовано 144 здания разного типа и назначения. Повреждения в виде тонких трещин в штукатурке и откалывание ее кусков наблюдались в 96 зданиях. В нескольких из этих зданий, (крупнопанельных и каркасно-панельных) отмечены более серьезные повреждения – выпадение раствора из отдельных швов между стеновыми панелями, разрушение наружного защитного слоя в стеновых панелях, косые трещины в гипсобетонных перегородках или тонкие трещины по их контуру. Следует отметить, что при землетрясении 1986 имело место массовое обрушение гипсобетонных перегородок, в частности, в школьных зданиях. Они были заменены новыми, а растрескавшиеся, но сохранившиеся были вновь оштукатурены. При землетрясении 1990 г. вновь установленные перегородки опять оконтурились трещинами, а в отремонтированных старых перегородках «проявились» трещины от землетрясения 1986 г. В остальных 48 зданиях отмечено только осыпание побелки. Штукатурка и побелка – это элемент отделки, а не конструктивный элемент и их состояние не отражает сейсмостойкость здания в целом.

Скорее всего, ни одно из перечисленных повреждений не является самостоятельной реакцией на сравнительно слабое сейсмическое воздействие землетрясения 1990 г., и повреждения обусловлены деформациями от события 1986 г. и некачественным устранением его последствий. Возможно, все это частично относится и к зданиям 438-й серии.

### Оценка сейсмостойкости зданий 438-й серии с учетом их физического износа

Теоретические аспекты классификации зданий и сооружений по типу сейсмостойкости, а также методические подходы к оценке их физического износа изложены довольно подробно в нашей статье [5], в значительной мере использующей методику, изложенную в работах [9-12].

Поэтому для дальнейших оценок зданий конкретной 438-й серии воспользуемся уже имеющимися наработками.

Каменные здания г. Кишинева 438-й серии по типу сейсмостойкости преимущественно относятся к С7, реже к С8. С7 – это здания типовых серий с сейсмостойким усилением на 7 баллов, вторым уровнем капитальности и нормативным сроком службы – около 125 лет. С8 – это здания с сейсмостойким усилением на 8 баллов, первым уровнем капитальности и нормативным сроком службы в 150 лет. Начальный уровень сейсмостойкости зданий принимается исходя из расчетной сейсмичности площадки строительства (7 или 8 баллов) в соответствии с действующей картой сейсмического микрорайонирования территории города.

Если понимать под физической долговечностью здания такой срок его службы, за который несущая способность основных конструкций снижается примерно вдвое по сравнению с первоначальной [9, 12] и предполагать, что интенсивность износа в течение всего срока службы здания является величиной постоянной, то физический износ  $F_{из}$  (в долях единицы) может быть выражен формулой:

$$F_{из} = 1 - e^{-\varphi t}, \quad (1)$$

где  $\varphi$  – эмпирический коэффициент. Для зданий типа С7  $\varphi = 0.00555$ , для зданий типа С8  $\varphi = 0.00462$  [5].

На рис.2 представлены кривые, характеризующие физический износ во времени.

Как следует из рис.1, на 2011 год возраст зданий 438-й серии составляет в среднем 40 лет. Согласно формуле (1) такой возраст предполагает 20% износ зданий.

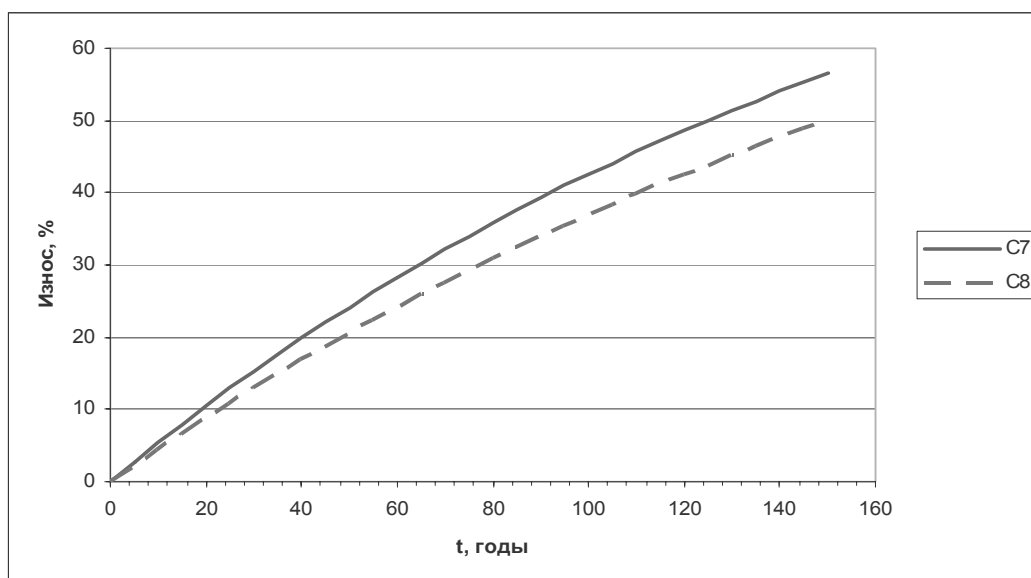


Рис. 2. Функции физического износа зданий типов С7 и С8.

Но это еще не все. Суммарный дефицит сейсмостойкости не ограничивается только временным износом. Он определяется еще рядом факторов, таких как:

- дефицитом сейсмостойкости по причине изменения исходной сейсмичности и норм проектирования за время существования объекта;
- количеством перенесенных сильных землетрясений;
- качеством строительства;
- несоблюдением правил эксплуатации здания (главным образом за счет несанкционированных перепланировок и пристроек с нарушением несущих конструкций, получивших довольно широкое распространение в последнее время).

Интересная попытка учета всех этих факторов предпринята в российском проекте Национального стандарта «Шкала интенсивности землетрясений» [13]. В нем рядом ведущих профильных учреждений РФ обобщена объемная информация о сейсмостойкости зданий при различных землетрясениях на территории бывшего СССР. Одним из новых элементов в этом проекте является понятие класса сейсмостойкости зданий. Класс зданий в соответствии с [13] – это совокупность конструктивных типов зданий равной сейсмостойкости. При установлении класса здания рекомендуется учитывать следующие факторы: конструктивный тип здания; уровень регулярности здания (устанавливается на основе соответствия требованиям норм сейсмостойкого строительства к объемно-планировочным и конструктивным схемам); уровень качества строительства; степень физического износа; число перенесенных зданием землетрясений проектной интенсивности. Всего классов сейсмостойкости предлагается 6 – от С4 до С9, при этом классы С4, С5, С6 в целом соответствуют зданиям типа А1, А2 и В по классификации в предыдущем проекте сейсмической шкалы ММСК-92.

Анализируемые в данной статье здания 438-й серии вполне вписываются в классы С7, С8 в названных выше двух проектах шкалы. Учитывая заложенные в [13] возможности количественной корректировки класса сейсмостойкости, нам представляется полезной оценка современного состояния зданий 438-й серии и на основе этого проекта. Итак, в [13] предлагается:

- а) поправка за нерегулярность здания 0.1-0.5 балла в зависимости от степени нарушения регулярности;
- б) поправка за качество строительства 0.1-0.3 балла от уровня сейсмостойкости;
- в) степень физического износа – 0.2 за первые 50 лет плюс 0.1 за каждое последующее десятилетие;
- г) поправка за перенесенное расчетное землетрясение (даже если никаких заметных повреждений не обнаружено) составляет 0.2 за одно событие, 0.3 за последующее и 0.4 – за третье событие.

Обоснованием для поправок за нерегулярность, является несоответствие проектов 438-й серии требованиям наиболее современного национального стандарта NCMF.03.02, а также действующего до сих пор СНиП II-7-81.

Поправка за качество строительства не нуждается в обосновании – именно низким качеством отдельных зданий строители объясняли наблюдаемый уровень повреждений.

В определении поправки за перенесенное расчетное землетрясение нам следует учитывать два события практически расчетного уровня (1977 и 1986 гг.).

Если для зданий 438-й серии взять средние значения поправок из вышперечисленных пунктов (а-г), то суммарный дефицит сейсмостойкости на сегодняшний день составит с учетом округления около 1 балла:

$$0.3 + 0.2 + 0.2 + 0.5 \approx 1$$

Связь степени повреждения с уровнем сейсмического воздействия, заданного в баллах шкалы сейсмической интенсивности, характеризуется функцией уязвимости. Как правило, функция уязвимости определяется эмпирическим путем – как на основе анализа последствий сильных местных землетрясений, так и путем привлечения мировой статистики по подходящим классам объектов в сходной сейсмогеологической ситуации. Функция уязвимости для каменных зданий типа С7, к которым относятся и дома серии 438, представлена на рис. 3 [3-5].

Ввиду наличия потенциального суммарного дефицита сейсмостойкости зданий 438-й серии в один балл, при следующем землетрясении близком по силе к расчетному, до 60% зданий могут получить средние повреждения ( $d=2$ ), а около 10% – тяжелые ( $d=3$ ).

При таких ожидаемых повреждениях возведение надстроек, пристроек и прочих вмешательств в проектную конструкцию объекта, приводящих к ослаблению его несущей способности, безответственно. Сложившаяся практика строительства мансард, сопровождающаяся косметическим ремонтом, способна привести только к дальнейшему ослаблению сейсмостойкости зданий.

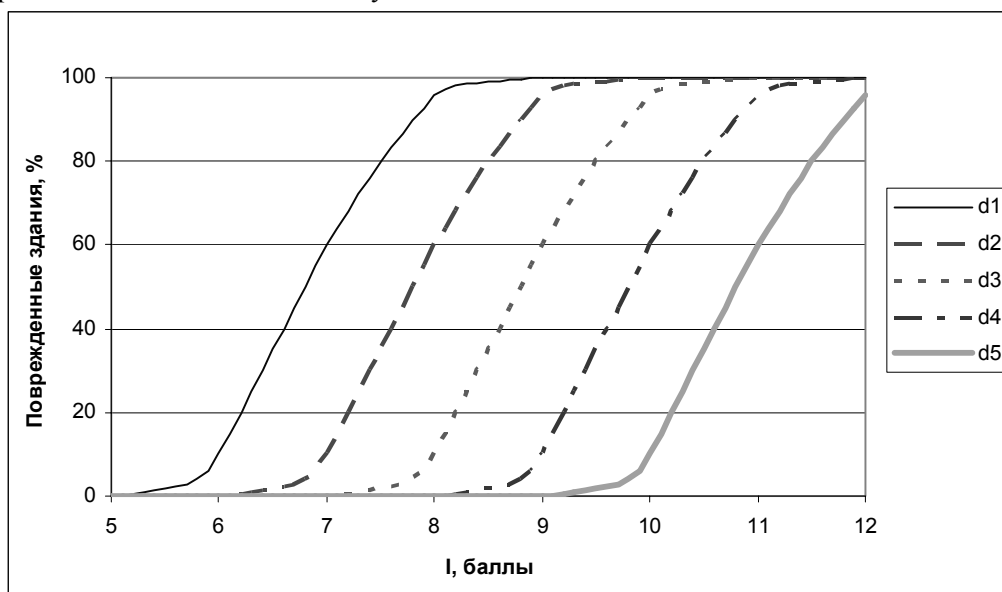


Рис. 3. Функция уязвимости каменных зданий типа С7: d1-d5 – степени повреждений согласно шкале.

Если это не так, то авторам идеи «мансардостроения» в ее нынешнем виде, как и экспертам-строителям, дающим разрешения на возведение мансард, следует доказать, что строительные объекты с сорокалетней историей не только не



потеряли своей первоначальной сейсмостойкости, но наоборот приобрели некий ее резерв, которым можно пожертвовать ради возведения мансард. Очевидно, что доказать подобное утверждение практически невозможно. Видимо поэтому вокруг строительства мансард так много неясностей и недоговоренностей, а в итоге - скандалов с жильцами домов, отводимых под реконструкцию.

Авторы статьи не высказываются против строительства мансард вообще, как таковых. Да, старым зданиям нужно придавать более современный вид, попутно решая проблему протекающих крыш. Но авторы считают, что преобладание в строительстве принципа сиюминутной выгоды может привести Кишинев в недалеком будущем к трагическим последствиям в случае сильного землетрясения.

Что касается возведения мансард на каменных зданиях, то строить их можно только после усиления несущей способности зданий (возвращения исходной сейсмостойкости) на стадии капитального ремонта и желательно при полном отселении жильцов.

### **Выводы**

- Средний возраст большинства каменных зданий 438-й серии – 40 лет.
- Физический износ зданий 438-й серии составляет на сегодняшний день от 15 до 25%, причем более половины всех зданий имеет износ выше 20%.
- Суммарный дефицит сейсмостойкости ряда зданий 438-й серии, с учетом их физического износа, перенесенных ранее землетрясений и других факторов, может составить на сегодняшний день 1 балл, что, фактически, переводит их в более низкий класс сейсмостойкости.
- При отводе зданий серии 1М-438АС под мансардную надстройку необходима индивидуальная оценка дефицита сейсмостойкости каждого объекта, включающая техническую диагностику и обязательное возвращение реконструируемому зданию исходной сейсмостойкости.
- Оценки актуальной сейсмостойкости для серий 1-256, 1-311С будут еще более пессимистичными с учетом дополнительного временного износа и увеличения поправки за нерегулярность зданий.

### **Литература**

1. Карпатское землетрясение 1986г. Кишинев, Штиинца, 1990, с. 197-199.
2. Отчет о результатах обследования последствий землетрясения 31 августа 1986 года на территории Молдавской ССР. ЦНИИСК им. Кучеренко Госстроя СССР, Госстрой Молдавской ССР, ИГГ АН Молдавской ССР. Том I, 1986, 327 стр.
3. Отчет о научно-исследовательской работе “Evaluarea riscului seismic în teritoriul or. Chișinău”, выполненной в рамках проекта: Studiul de Fezabilitate “Programul complex de prevenire a calamităților naturale în municipiul Chișinău”. 2009, 114 стр. Фонды ИГС АН РМ.
4. Гинсарь В.Н., Исичко Е.С., Куевда А.В. Характеристика существующей застройки г. Кишинева для последующей оценки сейсмического риска. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al Academiei de Științe a Moldovei. 2009, №2, pp. 12-23.

5. Алказ В.Г., Гинсарь В.Н., Исичко Е.С. Классификация застройки г. Кишинева по типу сейсмостойкости и степени износа. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al Academiei de Științe a Moldovei. 2009, №2, pp. 24-30.
6. Отчет о последствиях Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г. на территории Молдавской ССР. Госстрой МССР, АН МССР, Кишинев, 1978, 115 стр.
7. Курмаев А.М. Сейсмостойкие конструкции зданий. Справочник. Кишинев, “Картя Молдовеняскэ”, 1989, стр. 413.
8. Друмя А.В., Алказ В.Г. и др. Карпатское землетрясение 30 мая 1990 г. Изв. АН ССРМ, сер. «Физика и техника, №3, 1990, стр. 84-89.
9. Бержинская Л.П. Надежность региональных типов зданий при сейсмических воздействиях (на примере Прибайкалья). Автореферат диссертации на соискание уч. степени кандидата технических наук. Улан-Уде, 2006, 22 стр.
10. Бержинская Л.П. Бержинский Ю.А. Методы паспортизации зданий в сейсмических районах. Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т.36, №2, стр.57-69.
11. Ройтман А.Г. Надежность конструкций эксплуатируемых зданий. 1985, М., Стройиздат, 175 стр.
12. Правила оценки физического износа жилых зданий. ВСН 53-86 (р). М., Госгражданстрой, 1988.
13. «Шкала интенсивности землетрясений» Проект Национального стандарта РФ. <http://scaleofintensityofearthquakes.narod.ru/>

*Дата поступления в редакцию – 6 июля 2011*

CZU 550.348.098

*Ilieș Ion*

## **Sistem integrat de stații seismice România – Republica Moldova -realizare performantă a monitorizării seismice regionale**

### **Summary**

*The article presents the evolution of seismic monitoring of the territory of Moldova Republic. The more important stages of development of the National Network of Seismic Stations - from the early analog recordings to the digital recordings in real time - are presented. The recent Network modernization with digital equipment and the creation of the National Data Centre has offered the possibility for operational assessment of the seismic events and integration into the global seismic stations network. Also, the perspective of development of the Earthquake Warning System for Chisinau city, importance of the Data Centre in informing the society and education of the population about earthquakes are described.*

### **Rezumat**

*Articolul conține o sinteză a evoluției monitorizării seismice a teritoriului Republicii Moldova. Sunt prezentate cele mai importante etape ale dezvoltării Rețelei Naționale de Stații Seismice, de la primele înregistrări analogice - la înregistrări digitale în timp real. Modernizarea din ultimii ani a rețelei cu echipamente performante și crearea Centrului Național de Date a oferit posibilitatea aprecierii operative a situației seismologice regionale și integrarea ei în rețeaua globală de stații seismice. Se prezintă perspectiva proiectării și dezvoltării unui Sistem de Alarmare Seismică pentru or. Chișinău și importanța centrului nou creat în informarea societății și educația antiseismică a populației.*

### **Introducere**

Seismicitatea Republicii Moldova este determinată în special de cutremurele subcrustale de adâncime intermediară Vrancea, de cutremurele de suprafață din Dobrogea de Nord, precum și de cutremurele produse în zona Mării Negre. Datorită acestor surse, circa 70% din teritoriul ei este supus zguduirilor seismice cu intensități de 7-8 grade pe scara de douăsprezece grade MSK.

Este cunoscut faptul că și în teritoriul Republicii Moldova se produc cutremure, ce-i drept mai slabe. Cel mai important din ultimii ani a fost seismul din 2 aprilie 1988 cu magnitudinea  $M=4,2$ , localizat în vecinătatea c. Zăicani, Edineț, la adâncimea de 17 km. Intensitatea macroseismică evaluată în satele învecinate epicentrului a fost de 4-5 grade MSK. La modul general vorbind, este în creștere și pericolul seismic inițiat de acțiunile tehnogene asupra crustei: formarea lacurilor artificiale, explorarea resurselor subterane etc. care, de regulă, sunt însoțite de o seismicitate slabă. Studiarea lor, de rând cu seismicitatea generată de cutremurele majore, reprezintă o sarcină actuală a seismologiei.

Soluționarea acestor probleme în Republica Moldova necesită desfășurarea unor investigații adecvate pe întreg teritoriul ei. Astfel de cercetări se bazează pe studiul propagării undelor elastice generate de cutremure, care se realizează la stațiile seismice. Prin intermediul a mai multor stații funcționând continuu și a căror totalitate formează o rețea, se exercită controlul asupra situației seismice curente atât în regiune, cât și pe întreg globul pământesc. Astfel se asigură monitoringul seismic permanent.

Un asemenea monitoring la nivel național și internațional îl realizează Rețeaua de Supraveghere Seismică a Institutului de Geologie și Seismologie al AȘM, care include 6 stații seismice situate în orașele Chișinău, Cahul, Leova, Soroca, comunele Giurgiulești și Mileștii Mici (în zone de 8, 7 și 6 grade seismicitate scara MSK). Rețeaua existentă este reprezentată neuniform în teritoriu și situată unilateral față de sursele de cutremure ce afectează puternic teritoriul Republicii Moldova (Figura 1). În zonele, unde lipsesc măsurările instrumentale, seismicitatea locală e determinată în baza datelor macroseismice și a calculelor teoretice care uneori deviază esențial de rezultatele instrumentale exacte. Astfel, în perspectivă se impune extinderea numărului de stații și în partea nord-estică a republicii, dezvoltarea, modernizarea și efectuarea schimbului de date seismice cu rețelele din regiune, în scopul determinării mai exacte a parametrilor sursei seismice (magnitudinea, coordonatele epicentrului, adâncimea, timpul în origine, mecanismul focal etc.).



Figura 1. Stațiile Seismice ale Republicii Moldova și zonele în care sunt amplasate ( 8, 7 și 6 grade intensitate scara MSK).

### Scurtă incursiune istorică

În Republica Moldova cercetările instrumentale seismice se efectuează din 22 decembrie 1949, când la stația nou deschisă din Chișinău a fost obținută prima seismogramă (Figura 2). Acest început este considerat ca zi a fondării Serviciului Seismic. Cutremurul puternic din 4 martie 1977, produs în zona Vrancea cu magnitudinea de 7.4 grade, a stimulat dezvoltarea rețelei de stații seismice. Inaugurarea în perioada 1982-1988 a încă patru stații noi în Leova, Cahul, Giurgiulești, Soroca și dotarea lor cu aparatură modern la acel moment, a permis studiul detaliat al seismicității teritoriului republicii, localizarea mai exactă a epicentrelor cutremurelor și informarea la timp a autorităților despre evenimentele seismice. În toate stațiile se efectuau doar înregistrări analogice galvanometrice pe hârtie fotosensibilă. Seismogramele obținute pentru întreaga perioadă de funcționare a stațiilor, se păstrează în arhiva Observatorului Geofizic din Chișinău.

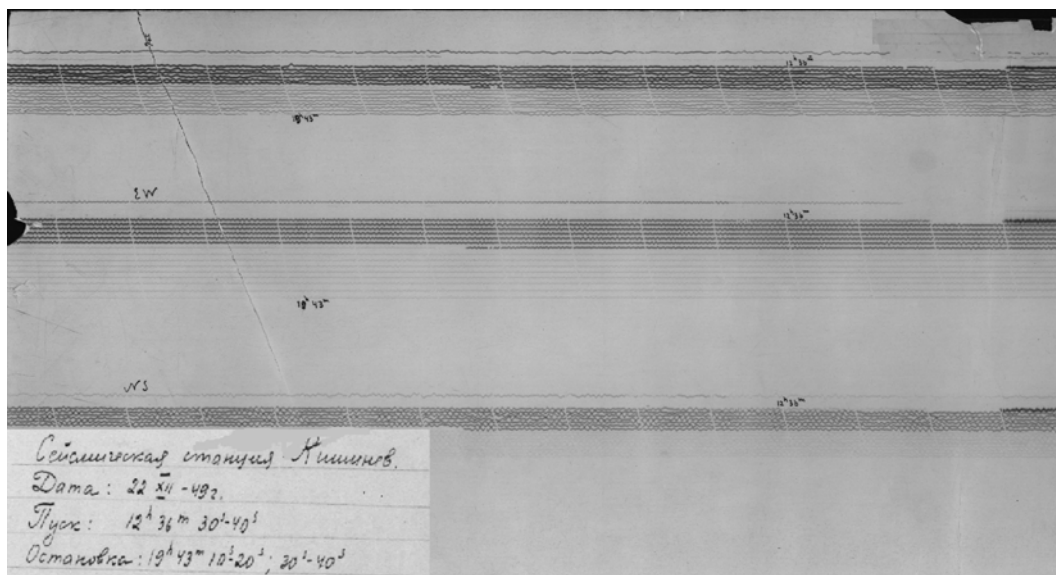


Figura 2. Prima seismogramă obținută la stația din Chișinău (fără evenimente seismice).

Până în anul 1993 rețeaua a fost parte integrantă a sistemului de monitorizare din fosta URSS, ca apoi să devină o rețea națională, fiind modificate unele sarcini sub aspectul cerințelor noului stat independent – Republica Moldova. Prin Dispoziția nr.9 din 25.01.1994 a Prezidiului Academiei de Științe, în ianuarie 1994 a fost organizat Serviciul Național Seismic al Republicii Moldova.

### Sistem performant de monitorizare a cutremurelor

În prezent, activitatea de monitorizare seismică în republică este gestionată de Centrul de Seismologie Experimentală al Institutului de Geologie și Seismologie a AȘM. Veriga principală a rețelei naționale este Observatorul din Chișinău, care asigură funcționalitatea Centrului Național de Date și a stațiilor seismice din teritoriul. Un rol important în modernizarea Rețelei Naționale Seismice l-a jucat Simpozionul seismologilor din țările din Sud-Estul Europei, organizat de EMSC/ORFEUS (Slovenia, 2003), precum și admiterea în anul 2004 a Institutului de Geologie și Seismologie ca membru al Centrului Seismologic Euro-Mediteranean (EMSC-CSEM),

iar ulterior, în 2008 – a Centrului Internațional Seismologic (ISC, Marea Britanie). Prin aceste acțiuni, Rețeaua Națională devine oficial parte integrantă a Rețelei Seismice Europene și Mondiale, propunându-și ca obiectiv principal crearea unui sistem modern și eficient de înregistrare, stocare și management al datelor seismice, incluzând tehnici de achiziție în timp real, comunicații sigure, procesarea rapidă și schimbul de informații privind seismele de orice fel, crearea și manipularea unor sisteme mari de date, editarea de buletine și cataloage seismice. După dotarea în 2007-2010 a stațiilor din teritoriul cu echipamente digitale performante, s-a pus sarcina creării și a unei unități centrale de achiziție, prelucrare și arhivare a informației, similare celor din România și din alte țări.

O stație seismică digitală modernă presupune următoarele performanțe: resurse programate (modul PCMCIA intern cu cartelă PC de memorie), soft ce permite o analiză rapidă a datelor de înregistrare, acumularea concomitentă a datelor precum și citirea lor, convertor analog-digital, timp universal sincronizat prin receptor GPS, achiziție digitală pe 3 componente (N-S, E-W și componenta verticală) cu rata de eșantionare selectabilă (50;100;200;250 eșantioane/secundă), un diapazon dinamic larg (120 dB) și de frecvențe (0-80Hz) etc. Pentru ca stația să înregistreze atât cutremurele puternice, cât și cele mai slabe locale și mai îndepărtate, inclusiv și teleseismele, ea urmează să includă:

*Subsistemul sensorilor, care încorporează senzori de viteză de bandă largă (BB) - 120 sec, interval dinamic ~ 145 dB, 3 componente, robust la blocare, consum redus de energie, gamă largă de temperaturi fără ajustări și senzori de perioadă mică și mișcări puternice (SP) – accelerometre tip force balance EpiSensor.*

*Subsistemul de Achiziție a Datelor se bazează pe digitizoare sau sisteme de achiziție de putere mică și rezoluție mare, interconectabile în rețelele de comunicație, cu 6 sau 12 canale de intrare la domeniu dinamic de 135 dB fiecare, în combinație cu un procesor multifuncțional compact, de putere ultra-scăzută, folosit pentru achiziție/concentrare date și transmiterea lor la deschiderea liniei de comunicație.*

La modernizarea Serviciului Seismic Republican s-a ținut cont de aceste performanțe, iar dezvoltarea în continuare a fost realizată atât în direcția lărgirii numărului de stații, cât și asigurării lor cu echipament seismologic modern și perfecționarea metodelor de acumulare și prelucrare a informației seismice. După studierea dotării sistemelor de monitorizare seismică a mai multor țări europene și, în primul rând a României, pe teritoriul căreia se află focarele cutremurelor puternice Vrancea ce afectează și teritoriul Republicii Moldova, s-a luat decizia de a moderniza Rețeaua Națională Seismică cu echipamente digitale similare și în format de date compatibile. Astfel, la procurarea aparatajului performant, accentul s-a pus pe produse și soft-uri Kinematics Inc. (SUA) – The Innovative World Leader In Earthquake Monitoring. La începutul anului 2004 a fost achiziționată prima stație digitală seismică Etna-Kinematics și montată în Observatorul din Chișinău cu funcționare în regim de cuplare automată la seism (trigheare). În ultimii patru ani au fost achiziționate trei înregistratoare tip Quanterra Q330 cu senzori de perioadă mică ES-T și senzori de perioadă largă STS-2, precum și CMG-40T (Guralp U.K.). Adăugător, în baza unui Memorandum de colaborare, ca donație de la Institutul Național de Fizică a Pământului din București, au fost primite încă trei stații digitale – două K2 și una Q330 Marmot, toate completate cu senzori seismici. Aceste echipamente au fost montate la stația centrală din Chișinău și stațiile locale din Leova, Giurgiulești și Soroca Astfel, pentru prima dată în istoria instrumentării seismice în Republica Moldova, începând cu iunie 2007, a fost posibil de a realiza înregistrări digitale continue moderne. Inițial, aparatajul a funcționat

în regim de cuplare automată la evenimentul seismic, apoi însă, fiind conectat la rețeaua Internet, s-a asigurat și transmiterea datelor spre unitatea centrală din Chișinău. La 22 octombrie 2010, a fost deschisă încă o stație seismică de ultimă generație în mina de calcar Mileștii Mici, la 60 de metri sub pământ (conform datelor ISC – a cincia stație din lume după adâncime), cu funcționare în regim continuu și transmitere în timp real a datelor seismice. Amplasarea la adâncime în rocă dură calcaroasă și cu zgomot redus, permite ridicarea nivelului de sensibilitate a sensorilor și înregistrarea cutremurelor slabe din zona Vrancea și a celor medii de pe glob. Este o stație etalon, înscrisurile obținute la alte stații seismice vor fi comparate cu aceasta și în baza lor se va concluziona care e rolul unor secțiuni geologice în formarea efectului seismic la suprafață. În anul curent se planifică deschiderea unei noi stații seismice și în partea estică a republicii (c. Purcari, Ștefan Vodă), care va oferi informații despre propagarea și atenuarea undelor seismice generate de sursa Vrancea în substraturile geologice ale teritoriului de la vest spre est. Concomitent, aceasta va fi cea mai de est stație a sistemului comun de stații România-Republica Moldova, care prima în timp va înregistra cutremurele produse în partea asiatică a brâului Alpino-Himalaian, insulele Kurile, Sakhalin, Japonia, Alaska etc.

În prezent, parte componentă a Rețelei Naționale Seismice sunt 5 stații seismice digitale continue în timp real, 6 stații accelerometrice, situate în or. Chișinău, Cahul, Leova, Giurgiulești, Soroca, Mileștii Mici și un Centru Național de Date Seismice (MD CND).



Figura 3. În incinta Centrului Național de Date Seismice (MD CND) din Chișinău.

Centrul de Date, renovat din temelie, se află în Observatorul din Chișinău, având conexiuni reale, cu monitoare de mari dimensiuni ce reflectă în fiecare secundă cum vibrează continuu tot globul pământesc (Figura 3). Este dotat cu mijloace moderne de vizualizare, arhivare, analiză a datelor seismice și de recepționare-transmitere a informației prin aplicarea PC Linux Suse 10.3 și a soft-ului SeisComp 3.2. Ultimul este un procesor seismologic de comunicare, dezvoltat inițial pentru rețeaua GEOFON

(Potsdam), ulterior extins în cadrul proiectelor MEREDIAN (“Mediterranean-European Rapid Earthquake Data Information and Archiving Network”) și GITEWS (“German Indian ocean Tsunami Early Warning System”).

Montarea noului sistem a oferit posibilitatea achiziționării concomitente și colectării informației seismice în timp real de la cele 5 stații din teritoriu enumerate în codul internațional atribuit de ISC – KIS, LEOM, GIUM, SORM, MILM și 11 stații românești, inclusiv din zona epicentrală – BUC1, VRI, EFOR, MLR, TESR, PETR, ARCR, TLCR, IAS, PLOR, BUR01 (Figura 4). De fapt, acesta reprezintă un sistem regional integrat de stații seismice România-Republica Moldova, destinat în primul rând studiului potențialului seismogen al focarelor din Vrancea – sursă ce zguduie foarte puternic teritoriul ambelor țări, precum și alte regiuni europene.

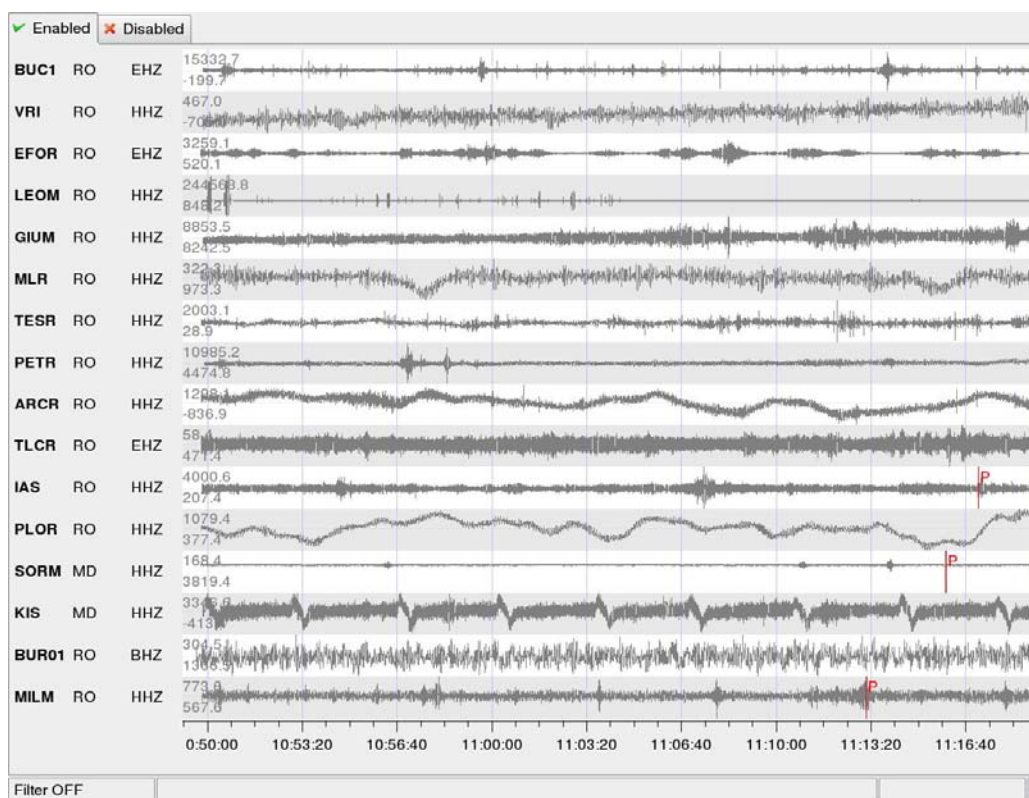


Figura 4. Monitorul de vizualizare în timp real a formelor de undă de la stațiile seismice (doar componentele verticale Z).

La MD CNDA datele seismice în timp real de la toate stațiile seismice (de la fiecare stație – 3 componente de viteză și 3 de accelerație) sunt stocate și arhivate într-un calculator industrial de memorie 2 TB. În paralel, pentru a asigura păstrarea datelor, ele mai sunt salvate pe un bloc extern de memorie tot de 2 TB. Rata de eșantionare pentru fiecare formă de undă este de 100, 80 sau 20 de valori per secundă, volumul informației zilnice stocate fiind de circa 1GB. Datele despre orice eveniment (seism, explozie) sau interval de timp interesat, pot fi accesate de pe serverul FTP al Centrului. Diagrama fluxului de date este indicată în Figura 5.



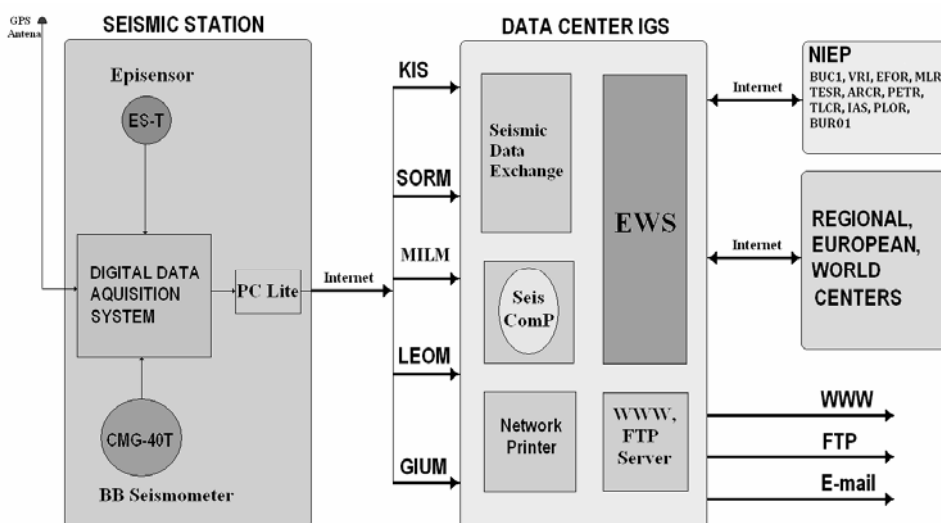


Figura 5. Diagrama fluxului de date în timp real ale Rețelei Naționale Seismice.

Concomitent, datele seismice de la stațiile Republicii Moldova se transmit în timp real prin rețeaua Internet în Centrul Național de Date a INFP, București (RO CND), unde sunt utilizate, alături de alte stații din regiune, pentru determinarea parametrilor cutremurelor și la alcătuirea buletinelor seismice. MD CND cooperează cu centre naționale și internaționale de date pentru expedierea și recepționarea informațiilor referitoare la cutremurele produse pe glob, furnizează autorităților naționale date despre evenimentele declanșate: cutremure sau explozii, tsunami, erupții vulcanice. MD CND trimite lunar către Centrul Euromediterranean Seismologic din Franța buletine revizuite pentru cutremurele înregistrate pe teritoriul Republicii Moldova.

Existența acestui Centru, similar celor din România, Japonia și alte țări, este o condiție obligatorie pentru participarea în viitor a Republicii Moldova la sistemul global de verificare prin mijloace seismologice a respectării Tratatului de Interzicere Totală a Experiențelor Nucleare (CTBT) de la Viena. Astfel, Centrul Național de Date va asigura accesul la datele Rețelei Internaționale de monitorizare seismică a CTBTO și la produsele Centrului Internațional de Date.

### Sistem de avertizare seismică în timp real

Cercetările actuale asupra efectelor cutremurelor au ca obiectiv reducerea riscului seismic, care poate fi asigurată prin proiectarea și realizarea de construcții seismorezistente, consolidarea clădirilor, elaborarea planurilor de urgență și întreprinderea măsurilor de protecție în timpul sau imediat după un cutremur major, informarea și instruirea antiseismică a populației, precum și prin punerea în funcțiune a unor sisteme de avertizare seismică.

Cercetările seismologice moderne, tehnologiile de înregistrare și de transmisie a datelor au permis cu succes dezvoltarea Sistemelor de avertizare în timp real a cutremurelor (EWS). Aceste sisteme au scopul de a oferi informații rapide despre parametrii seismului și estimări ale mișcării pământului în timpul unui cutremur puternic, de a procesa și transmite informația mai rapid decât propagarea undelor seismice (3-8 km/s). Astfel de sisteme au fost realizate în Japonia, Mexic, SUA, Taiwan. Un sistem

similar a fost elaborat de Institutul Național pentru Fizica Pământului (INFP) pentru cutremurile intermediare care amenință orașul București, situat la o distanță de 130 km de zona epicentrală, ce permite avertizarea cu 25 sec înainte a sosirii unei distrugătoare. Proiectul INFP „Sistemul de avertizare seismică în timp real a cutremurelor puternice vrâncene” a fost premiat în 2006 cu *Grand IST European Prize* de către Comisia Europeană.

În colaborare cu INFP, a fost proiectat și conceput un sistem de avertizare seismică în timp real și pentru orașul Chișinău. Timpul de avertizare pentru capitala republicii noastre, situată la 210 - 240 km de sursa Vrancea, este definit de timpul dintre sosirea undei P direct la stațiile românești de detectare din zona epicentrală și sosirea undei S în Chișinău care, conform calculelor, alcătuiește 37-43 sec (Figura 6). Acest interval de timp, deși este mic, permite luarea unor decizii de alarmare seismică înainte a sosirii undei principale S ce zguduie puternic orașului Chișinău la cutremurul deja declanșat.

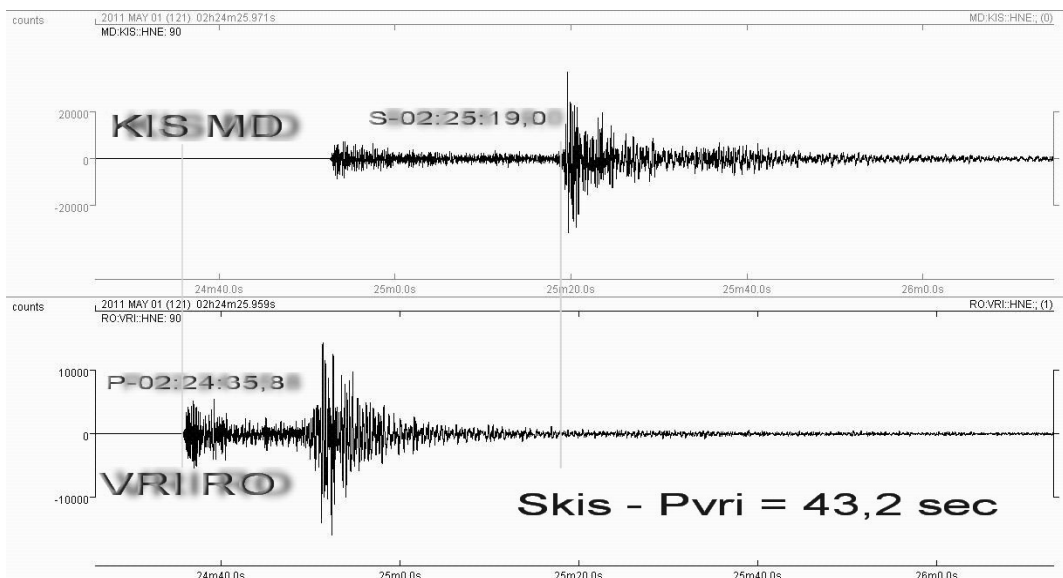


Figura 6. Timpul de alarmare pentru Chișinău la cutremurul din 1 mai 2011, produs în Vrancea la  $h=137$  km,  $M=4.9$

Sistemul de Avertizare Seismică este amplasat în incinta Centrului de Seismologie Experimentală și este constituit din Rack 19", calculator industrial PC 3Ghz, sistem de alarmă MOXA cu 8 niveluri pentru PGA, Laser printer, soft pentru alarmă în timp real. La emiterea alarmei seismice în caz de cutremur, sistemul utilizează datele primite continuu prin rețeaua Internet de la 4 stații seismice românești din zona epicentrală – VRI-Vranceoia, MLR-Muntele Roșu, ODBI-Odobești și PLOR-Ploștina și pentru confirmare locală – datele stațiilor KIS-Chișinău, GIUM-Giurgiulești și SORM-Soroca. Informația seismică este evaluată la MD CND din Chișinău și atunci când valorile accelerațiilor epicentrale depășesc un anumit prag setat, sistemul emite o alarmă. Algoritmul permite selectarea nivelului considerat periculos pentru orașul Chișinău în funcție de intensitatea cutremurului. Cutremurele vrâncene de adâncime intermediară sunt periculoase pentru Chișinău atunci când magnitudinea lor, pe scara Richter, este mai mare de 6,5.

Semnalul de alarmă seismică poate fi generat direct de către un sistem decizional de la 2-3 stații din imediata vecinătate a zonei Vrancea. Transmisia și recepționarea în timp real la Chișinău a semnalului de alarmă din Vrancea urmează a fi realizată mai rapid și mai sigur pe cale satelitară decât prin rețeaua Internet, prin linii telefonice și radio, care la un seism major pot să cedeze. Schema Sistemului de Avertizare Seismică cu aplicațiile posibile pentru mun. Chișinău este prezentată în Figura 7.

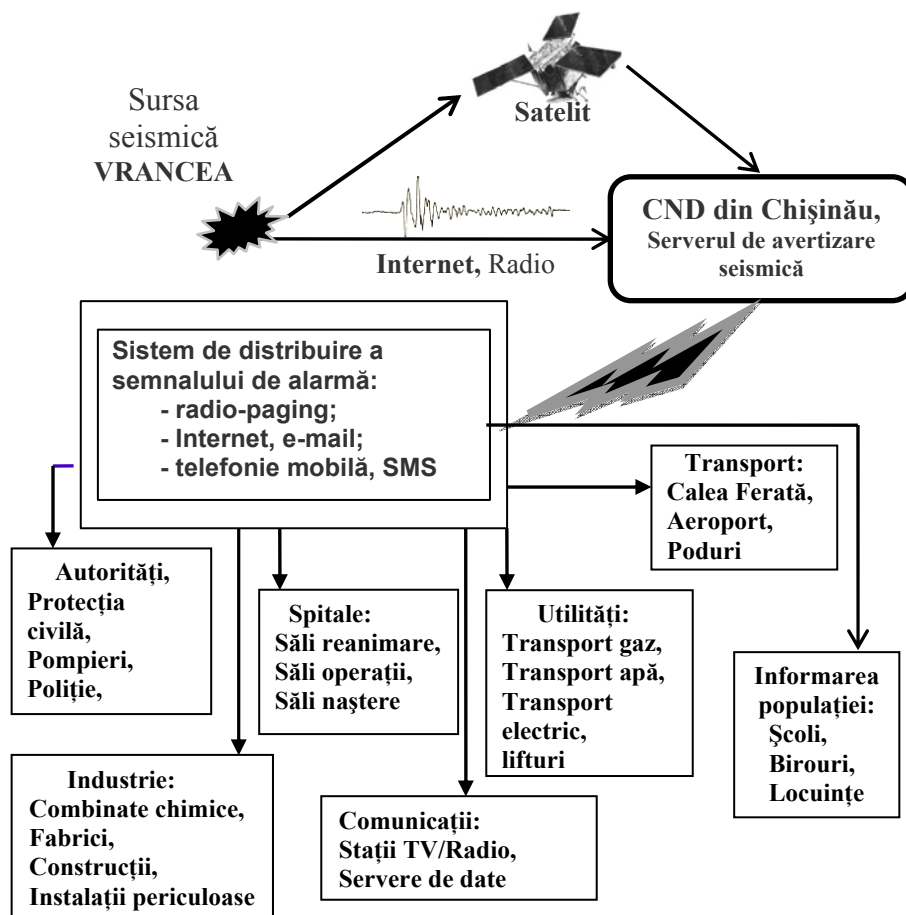


Figura 7. Schema Sistemului de Avertizare cu aplicațiile posibile pentru Chișinău.

### Monitorizarea seismică a teritoriului – factor important în dezvoltarea durabilă a Republicii Moldova

Scopul acestei prezentări este de a face un scurt *review* al cercetărilor privind monitorizarea seismicității teritoriului Republicii Moldova, care a împlinit 51 de ani de existență. Anual rețeaua de stații înregistrează de la 40 la 180 cutremure de pământ din zona Vrancea și în medie circa 1600 cutremure de pe glob. Modernizarea rețelei de stații și deschiderea Centrului Național de Date Seismice oferă posibilitatea evaluării operative a situației seismologice pe glob, în regiune și pe teritoriul Republicii Moldova, informarea autorităților și societății civile despre evenimentele produse. Arhiva de date seismice numerice nou creată, care conține înregistrări ale evenimentelor, cataloage ale

cutremurelor vrâncene, buletine seismice, date microseismice și macroseismice, va asigura cercetările fundamentale în domeniu, instituțiile și persoanele cointeresate, iar cu informație din regiunea noastră – Centrele Internaționale Seismice.

Conceperea și instalarea unui Sistem de Avertizare Seismică este un prim pas important pe calea reducerii riscului seismic în Chișinău și în alte raioane ale republicii, afectate puternic de cutremurele intermediare din Vrancea. Acest sistem va reprezenta un instrument nou, complex din punct de vedere tehnic și deosebit de util pentru protejarea infrastructurilor industriale și preîntâmpinarea populației, dar care urmează a fi dezvoltat până la etapa finală – recepția semnalului de alarmă de către utilizatori.

Toate aceste realizări ale instrumentării seismice sunt originale și importante pentru cercetările seismologice moderne din republica noastră. Înregistrările și rezultatele obținute în baza lor, vor contribui la precizarea seismicității teritoriului Republicii Moldova și vor servi pentru diminuarea riscului seismic și predicția de viitor a cutremurelor.

Modernizarea într-un timp relativ scurt a rețelei de stații seismice a fost posibilă datorită cooperării strânse cu Institutul Național pentru Fizica Pământului din România, în baza unui Memorandum de Înțelegere pe un termen de zece ani. Potrivit acestei convenții, INFP a asigurat suportul științific pentru organizarea la Chișinău a Centrului Național de Date, similar celui de la București, a donat aparataj tehnic de ultimă generație producție Kinometrics la stațiile seismice din Leova (K2 + CMG40T + ES-T + PC-Lite), Giurgiulești (K2 + CMG40T + ES-T + PC-Lite) și Mileștii Mici (Q330 Marmot + STS2 + ES-T) în sumă totală de 130 mii \$. Manopera de asemenea a fost realizată în comun, la stațiile din Republica Moldova au fost instalate echipamentele de înregistrare, sistemele de comunicație, sistemele de achiziție date seismice pentru care partea română a oferit și soft-uri de funcționare. Un aport considerabil în realizarea acestor activități revine colectivului de specialiști ai INFP (dr.C.Ionescu – șeful Rețelei Naționale Seismice, dr.A.Mărmureanu, A.Grigore, V.Pârvu, C.Neagoe), condus de directorul general al Institutului prof. dr.ing. Gh.Mărmureanu, laureat al Medaliei „Dimitrie Cantemir” acordată de CSSDT a AȘM, fapt pentru care le suntem recunoscători.

Realizarea cu succes a celor întreprinse se datorează și asistenței tehnice acordate de Institutul de Dezvoltare a Societății Informaționale, care a instalat sistemele de comunicație, a oferit și oferă servicii prin rețelele informaționale ale Academiei de Științe.

Aș menționa, că acest centru modern, deschiderea căruia s-a bucurat de o largă mediatizare, a devenit atractiv nu numai pentru specialiștii în domeniu, dar și pentru profesori, studenți și elevi, pentru toți cei care doresc să urmărească în orice secundă, pe ecrane mari LCD, ce se întâmplă pe teritoriul republicii, care e situația seismică din regiune și din alte zone ale globului. Și dacă în timpul vizitei la Comandamentul seismic, printr-o coincidență se mai și produce un seism perceptibil în Chișinău, emoțiile celor văzute vor fi unice în felul său. Vizitele și lecțiile de popularizare a științei seismologice, care au loc aici, sunt acțiuni continue de instruire și educație antiseismică a populației republicii noastre care în orice moment poate fi supusă la vibrații seismice și pentru aceasta urmează a fi pregătită din timp.

### Bibliografie

1. Илиеш И.И., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А., Алексеев И.В. Сейсмичность Карпат по наблюдениям на станциях Молдовы в 2009 году. Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al Academiei de Științe a Moldovei, 2010, nr.1, p.32 - 40.
2. Mărmureanu A., C. Ionescu, C.O.Cioflan. Advanced real-time acquisition of the Vrancea earthquake early warning system, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2010.
3. I. Ilies, C. Ionescu and A. Grigore. The development of the Moldova digital seismic network, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-3569, 2009, European Geosciences Union, General Assembly 2009.
4. Constantin Ionescu. Sistem de alarmare seismică în timp real pentru instalații industriale cu risc major la cutremurele Vrance. Editura Tehnopress, Iași, 2008
5. Volontir N., Ilieș I., Capitolul II, Hazardurile geologice și geomorfologice, Vol.3 -Hazardurile naturale, Mediul geografic al R.Moldova, Știința, 2008, p.20–61.
6. Илиеш И.И. Сейсмическая сеть Республики Молдова: состояние и перспективы. Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции Обнинск, ГС РАН, 2008, стр.87-92;
7. Ilieș I., Ionescu C. Monitorizarea seismică a teritoriului Republicii Moldova: starea actuală și de perspectivă, Buletinul Institutului de Geologie și Seismologie al Academiei de Științe a Moldovei, 2008, nr.1, p.24 – 30;
8. Ionescu C., Marmureanu G., Ilieș I. The Progress of the Digital Seismic Network in Real Time from Moldova Republic (poster presentation), (National Institute for Earth Physics – Romania, Institute of Geology and Seismology - Moldova). International workshop on Seismic Hazard and Seismic risk reduction in countries influenced by Vrancea Earthquakes, May 2008, Chisinau, Moldova. Organized in the framework of the NATO research project SFP – 980468;
9. Ilieș I., Ionescu C., Grigore A. Sistem de alarmare seismică pentru Republica Moldova la cutremurele majore Vrance (starea actuală și de perspectivă). Conferința Fizicienilor din Moldova, CFM-2009, Abstracts, Chișinău, 2009, p.69.
10. SeisComp3 Manual, Written by the GEOFON and GITEWS development group, Potsdam, May 2009.
11. European-Mediterranean Seismological Centre, Newsletter, №№17-23, aa.2001-2009.
12. Proceedings of ORFEUS NERIES Observatory coordination workshop, Sinaia, Romania, Mai 7-11, 2007.
13. Proceedings of “Meeting of South-Eastern Europe Seismologists”, Ljubljana, Slovenia, 16-18 November 2003.
14. Kinematics Inc. (1989), Seismic Workstation Software, User’s Manual, SUA.

*Primit la redacție –12 iulie 2011*

UDC 556.32(478-25)

Moraru C.E.

## Selenium contamination in Moldova groundwater

### Rezumat

*În apele subterane ale Moldovei au fost detectate concentrații anormale de seleniu. Pentru a înțelege mecanismul formării în acvifere a concentrațiilor acestui element a fost studiat conținutul de seleniu în stratul de sol și zona de aerare, în rocile acvifere, apele de suprafață și sedimentele de fund, și deasemenea în apele freatice și interstratale. Sa stabilit, că principala sursă de seleniu are geneza naturală și aparține rocilor argiloase. Probabil, teritoriul Moldovei este partea componentă a unei provincii geochemice de seleniu, care este situată între teritoriile de la Carpații de vest, Crimeea și Caucazul de nord.*

### Резюме

*В подземных водах Молдовы обнаружены высокие содержания селена. Для того чтобы понять механизм поступления этого элемента в водоносные горизонты были исследованы содержания селена в почвенном слое и зоне аэрации, водосодержащих породах, поверхностных водах и донных осадках. Отдельно рассмотрено распределение селена в грунтовых и межпластовых водах. Выявлено, что содержания селена в подземных водах и породах выше, чем кларковое значение и больше по сравнению с соседними странами. Основной источник поступления селена в подземных водах имеет природное происхождение и представлен глинами и глинистыми породами. Возможно, территория Молдовы является частью региональной геохимической селеновой провинции, которая протягивается от Восточного Предкарпатья, через Крым до Северного Предкавказья.*

### Introduction

Selenium (Se) is distributed in trace concentrations everywhere on earth – in soil, rocks, water and plants. On one hand, depending on the concentration in water and food, high concentrations of selenium are toxic. On the other hand, trace concentrations are absolutely necessary for optimum human and animal health. The WHO recommends selenium concentration in drinking water should be 10 ng/ml/ [5]. The same limit is approved for the Republic of Moldova [14].

Selenium concentrations are unevenly distributed in natural water. In Poland, the mean content of selenium in groundwater is below 0.5 ng/ml. The permissible concentration of selenium in surface waters varies from 1 ng/ml in Russia; through 8 ng/ml in Germany; 10 ng/ml in Egypt, USA, and Australia; to 50 ng/ml in the Czech Republic [11]. Ground water selenium concentrations also vary widely from < 1 ng/ml in the USA (Memphis area) [9] to 34 ng/ml in Donetsk, Ukraine [16].

In Moldova, geochemistry of selenium in ground water is not fully understood. The main results of the selenium investigations are published in a few sources [2,3,4,7,9,10]. Nevertheless, new data and ideas lead to re-examining selenium in the natural environment. This paper examines the distribution of selenium in soil and unsaturated rocks, water bearing rocks, surface water and river sediments, as well as shallow and deep ground water.

### Methods

Selenium (Se) was analyzed in soil and unsaturated rocks, water bearing rocks, surface water and river sediments, as well as ground water (confined and unconfined aquifers). Analytical determinations of Se are based on atomic absorption spectrophotometers Perkin Elmer 403 with graphite furnace and Perkin Elmer Analyst 800 with graphite furnace, Zeeman corrector and hydride generation. The lower limit of detection is 5 ng/l and 0.5 ng/l Selenium respectively .

In order to verify the quality of local selenium analytical determination, a special field campaign was organized to resample wells, which according to Moldova database were tapping groundwater with high Se concentrations. The major objective was to resolve the problem of the reported high Se contents in groundwater. Another idea was to send the samples to three different laboratories to see whether significant differences in analytical results exist. A total number of 31 samples were collected, including some reference samples, and sent to three different chemical laboratories: (1) Chemical laboratory of the Academy of Science, Moldova; (2) Environmental Institute, Kos, Slovak Republic; (3) TNO Institute of Applied Geoscience, the Netherlands. Final analytical results are presented in Table 1 [13].

Table 1  
Analytical determination of selenium in ground water of the Moldova Republic

Sample number	Historical code	Location	Se, ng/l, historical	Se, ng/l, TNO	Se, ng/l Moldova	Se, ng/l Slovak
Ni 100	SW 71	edge village	130	9.29	18.00	4.48
Ni 101	SW 72	in village	12	37.32	44.00	37.90
Ni 102	SW 67	pasture	250	10.83	14.00	12.39
Ni 103	SW 59	high in village	106	78.63	82.00	90.44
Ni 104	DW	Wine factory	n.d	1.70	7.00	8.37
Ni 105	DW	Hospital	n.d	9.26	5.00	9.16
Ni 106	SW 47	arable land	n.d	6.90	3.00	2.15
Ni 107	SW 48	arable land	n.d	2.61	5.00	3.70
Ni 108	SW 56	edge village	22	26.73	32.00	31.79
Ni 109	SW 42	arable land	2	1.82	5.00	2.82
Ni 110	SW 43	arable land	2	1.31	5.00	1.83
Ni 111	SW 82	edge village	n.d	29.54	24.00	28.35
Ni 112	REF	forest	n.d	1.54	3.00	1.07
Ni 113	REF	edge village	n.d	7.36	13.00	13.58
Ni 114	REF	in village	n.d	2.48	5.00	4.16
Ni 115	DW	outside village	n.d	2.41	4.00	3.24
Ni 116	SW 44	near lake,	4.6	4.23	7.00	4.29
Ni 117	SW 48	edge village	3.6	1.78	4.00	1.95
Ni 118	SW 51	high in village	4.6	4.87	10.00	7.98
Ni 119	SW 52	in village	6	3.29	6.00	4.81
Ni 120	SW 53	edge village	20	12.19	17.00	27.87
Ni 121	SW 72	in village	16	7.45	20.00	11.85
Ni 122	SW 72	in village	16	6.27	20.00	10.61
Ni 123	SW 68	in village	16	4.70	14.00	7.05
Ni 124	SW 84	edge village	11	5.81	14.00	12.10
Ni 125	SW 80	in village	19	6.35	11.00	11.82
Ni 126	DW (tap)	edge village	n.d	2.64	4.00	<1
Ni 127	REF	high in village	n.d	3.09	4.00	3.70
Ni 128	REF	arable land	n.d	11.31	25.00	21.85
Ni 129	Tap water	Chisinau	n.d	1.77	5.00	2.67

Remark: historical code (SW – shallow water, DW – deep water, REF – reference water points); Se (historic – from Moldova data base, TNO – analytical laboratory from the Netherlands Institute of Applied Geosciences, Moldova – analytical laboratory from Moldova, Slovak - analytical laboratory from Slovakia).

Data from the table 1 were compared using the following formula (it is a form of the Student-Neuman-Keul’s test) [12]:

$$U_{exp} = D_r (n^{1/2} / a_r) < U_t \quad (1)$$

where:

- $U_{exp}$  is expected value of differences between analytical data;
- $U_t$  is theoretical values of differences between analytical data;
- $D_r$  is mean value of differences, %;
- $n$  is number of analytical data;
- $a_r$  is the standard deviation.

At the 95% confidence level  $U_t = 1.96$ . This mean that:

- 1) if values of  $U_{exp} < 1.96$  the data will be considered statistically acceptable (i.e. differences between analytical determinations are not significant);
- 2) if  $U_{exp} > 1.96$  the data are not acceptable or differences are not validated.

The statistical results based on formula (1) are presented in Table 2.

Table 2

Estimation of the  $U_{exp}$  values for selenium determinations in Moldova ground water

Chemical element	Analytical laboratory	Concentration interval, ng/l	$U_{exp}$	$U_t$
Selenium	Moldova-TNO	3 - 10	6.35	1.96
	Moldova-Slovak		2.50	
	TNO-Slovak		3.78	
	Moldova-TNO	10 – 40	13.9	1.96
	Moldova-Slovak		2.14	
	TNO-Slovak		3.75	
	Moldova-TNO	40 – 160	0.62	1.96
	Moldova-Slovak		0.08	
	TNO-Slovak		0.75	

Data from Table 2 shows that analytical determinations of selenium in different laboratories statistically are not the same. Only interval of selenium concentration between 40 – 160 ng/l (and more) is statistically acceptable. In other words, selenium data between 0.0 and 40 ng/l has probable deviation from real (natural) content in natural water. This is connected with the state of modern analytical detection limits.



### Selenium in soil and unsaturated rocks

Data concerning selenium concentration in Moldova's soil cover are a few [6,2,4]. Only small territories are investigated as pilot areas. One of them is Carpineni territory which is located in the south-east part of Moldova. Size of pilot area consist 20 x 20 km. Sampling of soil was done according to the grid 1 x 1 km. Selenium concentration is found in the interval 51.0 – 4333.0 ng/kg with predominant frequency between 175.2 – 841.0 ng/kg [2].

The unsaturated zone is studied better compared with soil cover; however they are studied as separate areas. This fact does not permit mapping all territories of the country. Nevertheless existing data are representative and complex. Analysis of selenium distribution in unsaturated rocks (above the first aquifer) shows that its maximum concentration is located in clay deposits. Typical situation is presented in the Fig. 1.

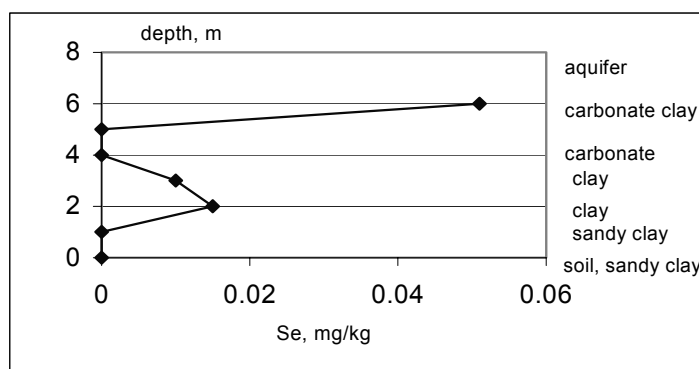


Fig. 1. Selenium distribution in unsaturated rocks (borehole No.1, village Bardar)

In all studied cases, high selenium concentrations are associated with the presence of clay deposits in cross section. This may have resulted in anomalous selenium contents in water bearing (aquifer) rocks and soil. In the first case, the clay stratum is situated above the water table. During a recharge event, selenium is transported to groundwater. In the second case, clay deposits are situated below the soil stratum and clay itself are the initial source-bed for soil formation. Disintegrated clay material with high selenium content became a component part of the soil.

Assessment of data indicates that selenium concentration is detected in the interval 0.0 – 0.07 mg/kg in natural conditions. Statistical data are presented in the Tables 3 and 4.

Table 3

Statistical data for selenium distribution in unsaturated rocks (mg/kg)

Case study	Number of samples	Mean	Standard deviation	Minimum concentration	Maximum concentration
Bardar	17	0.006	0.004	0.00	0.02
Chirca	24	0.004	0.001	0.00	0.01
Cismea	18	0.006	0.003	0.00	0.02
Chisinau	14	0.008	0.007	0.00	0.07

Remark: zero means that concentration is lower that 0.005 mg/kg (or detection limit).

Table 4

Coefficients of linear correlation of selenium concentration with chemical composition of unsaturated rocks (aqueous extraction)

Chemical element/complex/parameter	Bardar pilot area	Chirca pilot area	Cishmea pilot area
HCO <sub>3</sub>	0.334	0.046	0.118
Cl	-0.108	-0.018	0.542
SO <sub>4</sub>	-0.069	0.622	0.789
NO <sub>3</sub>	0.186	-0.096	-0.191
F	-0.023	-0.220	0.054
K	0.248	0.726	0.052
Na	0.026	0.184	0.280
Ca	-0.007	0.422	-0.199
Mg	0.354	0.699	0.464
TDS	0.321	0.645	0.647
Mn	0.151	0.450	0.517
Cu	0.350	0.589	0.675
Mo	0.142	0.382	0.076
Co	0.250	-0.132	-0.026
B	0.487	0.058	0.707

Analysis of data from Table 4 show that selenium concentration mainly depends on the unsaturated zone chemical composition. In two cases selenium have linear dependence with sulfate and in all cases with Mg, total dissolved solids (TDS) and Cu. Correlation with sulfate can be attributed to common properties of sulfur and selenium.

Relationship with TDS explains the fact about selenium concentration growth with increasing of salinity in unsaturated zone. Correlation with Ca and Cu is not fully understood.

### Selenium in water bearing rocks

In order to understand selenium distribution in the water bearing rocks, a special investigation was performed. Samples were collected from deep boreholes in five representative locations (Fig.2). The geological cross section include Ordovician, Silurian, Devonian, Cretaceous and Neogen formations with the last deep point at 1088.0 m [3].

Analysis of data show that Selenium concentration is found in the interval  $0.0 - 5.0 \times 10^{-4}$  % with predominant value between  $0.0 - 1.5 \times 10^{-4}$  % and statistical mean  $0.81 \times 10^{-4}$  %. ( $1\% = 10 \text{ g/l}$  or  $10 \text{ g/l}$ ) Distribution of this element in boreholes is irregular.

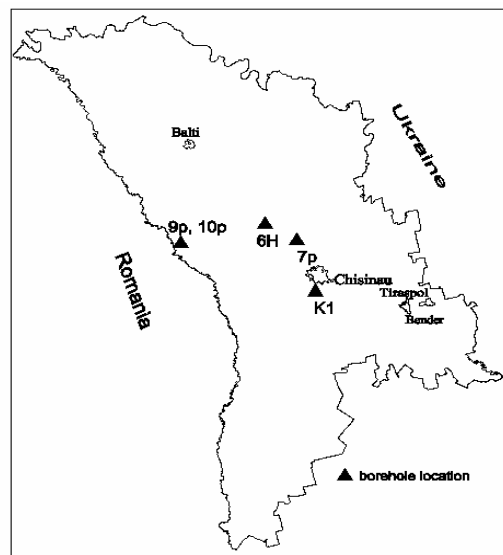
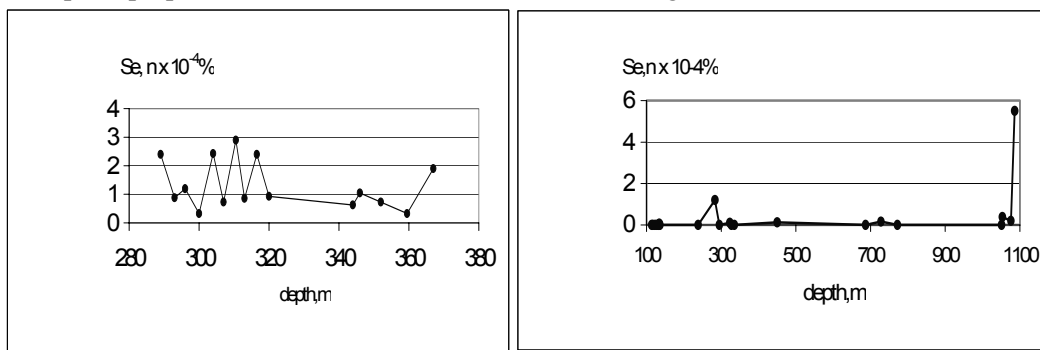


Fig.2. Borehole location for Selenium sampling

For investigated boreholes typical selenium vertical distribution is shown in Fig.3. Mean selenium values for each type of rock is presented in fig.4. The highest concentration of this element are characteristic for bentonite and clay limestone. Predominantly high concentrations are located in different types of clay. Clay itself and clay minerals has perfect absorption properties related to chemical elements including selenium.



(a) (b)  
Fig.3. Variation of selenium concentration in rocks  
(a – borehole 9H and b - 1K).

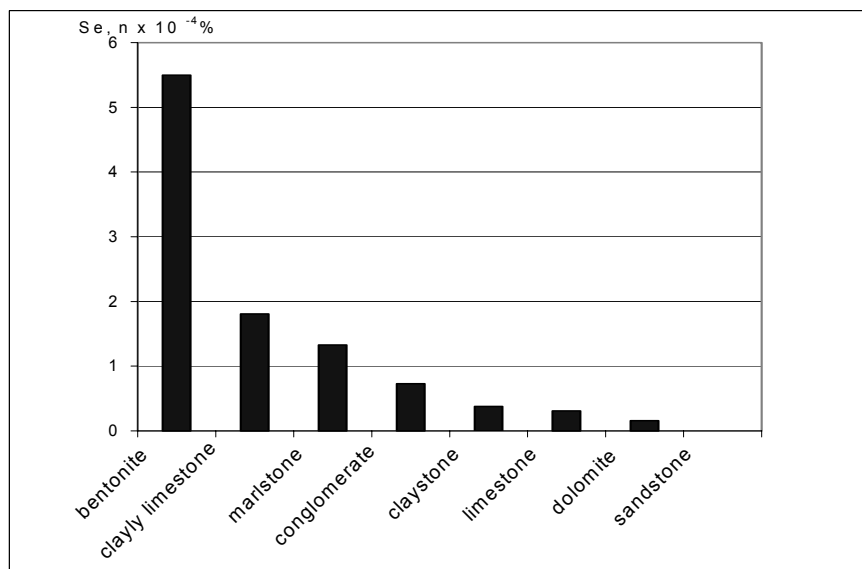


Fig.4. Mean Selenium concentrations in rocks.

Perhaps in clay deposits origin of selenium is connected with its accumulation during geological time from disintegrated rocks, mainly magmatic one. For the clay the mean (or Clark – abundance of the element) selenium value in the Earth's crust consist  $6 \times 10^{-5} \%$  [15]. For Moldova's clay deposits selenium mean is equal to  $3.65 \times 10^{-4} \%$ . It is evident that selenium concentration in Moldova's clay is more than 6 times compared with the Clark value. Limestone and other carbonate rocks contain limited concentrations of selenium.

### Selenium in surface water and river sediments

The most accurate data related to selenium contents in surface water and river sediments are presented in the TACIS Report [13]. Chemical analyses were done in Slovak Republic using ICP/MS technology (Slobodnik J.,2000). Summary information is aggregated in the Tab. 5.

Table 5

Selenium concentration in surface water and river sediments ( for Moldova)

River	Village	Type of samples	Se, ng /l
Prut	Sireuti	water	2.0
Prut	Branesti	water	1.7
Prut	Camenca Noua	water	2.2
Prut	Camenca Veche	water	2.3
Prut	Girila Mare	water	3.3
Prut	Ungheni	water	2.2
Prut	Valea Mare	water	1.7
Prut	Leuseni	water	1.8
Prut	Nirnova	water	6.1
Prut	Lapusna	water	4.8
Prut	Leova	water	1.9
Prut	Sarata	water	4.7
Prut	Stoianovka	water	1.7
Prut	Tiguets	water	7.5
Prut	Cahul	water	1.7
Prut	Brinza	water	1.8
Prut	Giurgiulesti	water	1.8
Lapusnita	Sofia	water	5.04
Lapusnita	Carpineni	water	9.12
Lapusnita	Sofia	sediment	0.55 *
Lapusnita	Carpineni	sediment	0.38 *

Remark: \* - Se concentration is in mg/kg

Data from the Tab.5 permit to understand the magnitude of selenium level in surface water and river sediments. In small rivers selenium content is anticipated to be highly compared with big rivers like Nistru and Prut. This is mainly due to (1) influence of interaction with clay deposits which are the bed of rivers and (2) volume of water for dissolution of selenium. For instance, Prut is a big river and Lapusnita is a small one (see Tab.4).

Selenium concentration in river sediments basically depends of its lithological characteristic. It is evident that sediments consisting from clay material will have high selenium content and vise versa for sandy sediments. Contaminated sediments can not to be a direct source for ground water pollution.

### Selenium in shallow groundwater

During the last ten years new information related to selenium contents in shallow groundwater was collected and processed. Mainly, this data are used for scientific purposes. Nevertheless existing data are not enough for geochemical mapping and

ecological conclusions. South part of Moldova is studied better. In the Tab. 6 for three river basins statistical data are presented. As well Fig.5 represents the selenium concentration level in shallow groundwater for two pilot areas.

Table 6

Statistical Selenium data for river basins, South Moldova (mg/l)

River basin	Number of samples	Minimum concentration	Maximum concentration	Mean	Standard deviation
Botna	81	0.0	0.20	0.05	0.040
Ialpuș Mare	173	0.0	0.77	0.03	0.043
South Prut	63	0.0	0.27	0.05	0.060

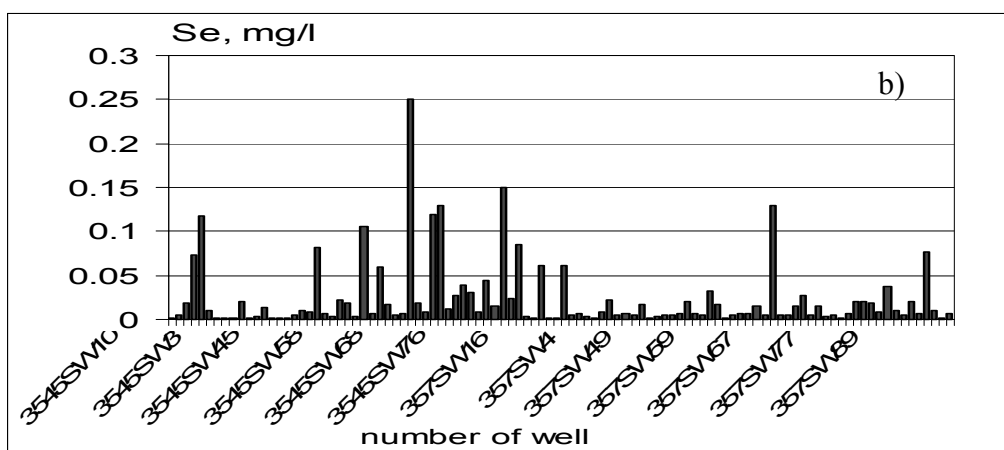
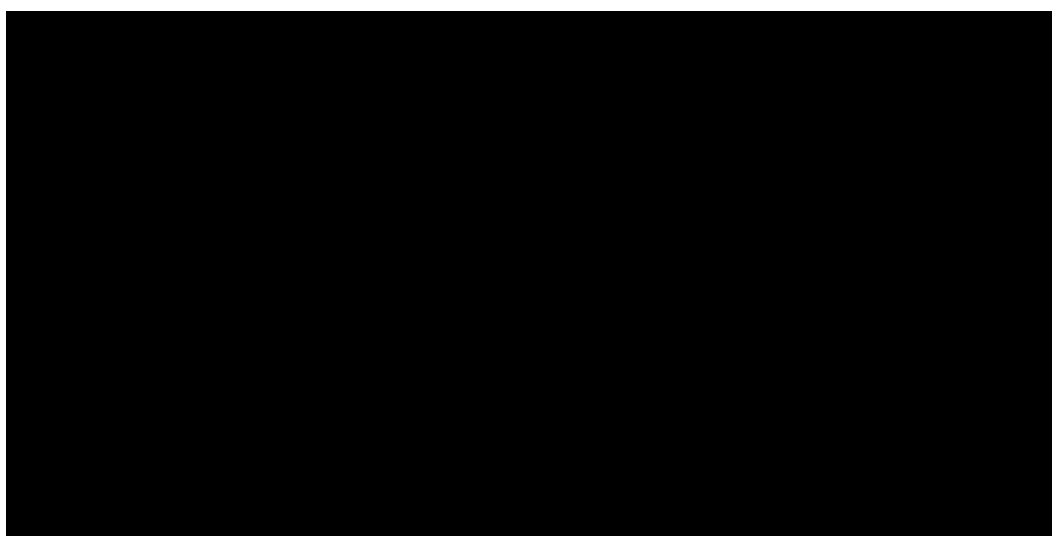


Fig. 5. Selenium in shallow groundwater of the Carpineni (a) and Bolotino (b) pilot areas.

Analysis of data from the Tab.6 and Fig.5 clearly demonstrated the fact of high selenium contents in shallow aquifers which are the main source of drinking water in rural territories. In order to check accuracy of chemical analyses special data sets from

above mentioned pilot areas were prepared. The same selenium detection was conducted in Moldova (IGS, 1996 and 2000), the Netherlands (IWACO, 1996 and TNO, 2000) as well in Slovak Republic (Environmental Institute, 2000) (see Tab.1). Results of the chemical analyses statistically were the same and correlation coefficient of data is equal to 0.95.

Spatial selenium distribution in shallow groundwater is irregular and as a rule separate anomalies are characteristic. Selenium has different linear relationship with chemical composition of water (Tab.7). Analyses of correlation show that selenium does not form geochemical associations in shallow groundwater. Selenium accumulation weakly depends of chemical composition of water. This fact was confirmed by cluster analysis also.

Table 7

Coefficients of linear correlation of selenium concentration  
with chemical composition of shallow ground water (south Moldova)

Chemical element/complex/parameter	Botna river basin	Ialpug river basin	Prut river basin (south)
HCO <sub>3</sub>	0.18	-0.12	-0.12
Cl	0.40	0.08	0.08
SO <sub>4</sub>	0.45	0.05	0.05
NO <sub>3</sub>	-0.01	-0.13	-0.13
F	0.06	-0.11	-0.11
K	-0.06	-0.04	-0.04
Na	0.46	-0.02	-0.02
Ca	0.19	0.07	0.07
Mg	0.42	0.03	0.03
TDS	0.39	-0.11	0.01
Sr	0.42	0.01	0.01

### Selenium in deep groundwater

Bobrinskii V. and Moraru C. (1985)[3], Moraru C. [10] studied regional distribution of selenium in the deep Neogen and Cretaceous – Silurian aquifers. It was make a point about high selenium concentrations in these aquifers. Also it is proposed that origin of selenium is connected with water bearing rocks. Krainov S. and Zacutin V. (1991)[7] generalized selenium information for all ex-Soviet Union. It was revealed that only two hydrogeological provinces can be characterized with high selenium contents – Donetsk (coal basin, Ukraine) and Moldova (Tab.8).

Table 8

Selenium concentration in deep groundwater (mg /l)

Location	Aquifer age	Redox potential (Eh),mV	Minimal content	Maximal content	Mean	Standard deviation
Donetsk	Cretaceous	> 200	< 0.0001	0.034	0.005	0.008
Moldova	Neogen	300-180	0.0003	0.030	0.004	0.007

Accordingly to recent investigation selenium content in Moldova deep aquifers is shown in Tab.9.

Table 9

## Selenium concentration in deep Moldova's aquifers (mg/l)

Aquifer age	Number of well	Minimal content	Maximal content	Mean	Standard deviation
N <sub>1</sub> S <sub>3</sub> + N <sub>1</sub> p	42	0.0	0.0067	0.001	0.001
N <sub>1</sub> S <sub>2</sub>	76	0.0	0.0166	0.001	0.003
N <sub>1</sub> S <sub>1</sub>	311	0.0	0.6600	0.010	0.088
K <sub>2</sub>	126	0.0	0.0415	0.001	0.003

*Remark: zero values means that concentration is lower than analytical detection limit*

For deep groundwater geostatistical analysis of selenium data indicates that about 90 % of concentrations are placed in the interval 0.0 – 0.01 mg/l. Only 10 % of wells can be characterized with high selenium concentration. Compared with shallow water analog similarly is characteristic for geochemistry of selenium in deep aquifers. Regional distribution is irregular and mostly separated anomalies are common. Selenium content functionally does not depend of water composition. Only one positive correlation is found with sulfate. Authors [7] remark that selenium distribution in deep aquifers is controlled by redox potential (Eh).

### Conclusions

- I. Selenium is detected in groundwater and surrounding media of the Republic of Moldova. Mean value of this element in rocks and groundwater is more than Clark concentration (abundance of the element) as well it is much more compared with neighboring countries .
- II. Clay deposits are the main source of selenium for surface and ground waters and soil in natural conditions. It difficult to associate selenium anomalies with anthropogenic activity, because selenium consuming industry for the country is not characteristic. Future investigations related to agricultural practices during soviet period will bring to light influence of selenium accumulation in the complex environmental media.
- III. High selenium concentration in the top soil and drinking groundwater create ecological problems for agricultural practices and water supply. This fact is directly related to the health of population and domestic animals, as well to the quality of agricultural products both for internal and international market.
- IV. Urgent complex investigation is needed for estimation and mapping regional selenium distribution in unconfined groundwater which are daily used for drinking purposes.
- V. High selenium concentration is also characteristic for neighboring territories. Probably, Republic of Moldova is a part of the regional geochemical selenium province which is distributed from Western Carpathian area across Crimea Peninsula and till North Caucasian Mountains.

### Acknowledgments

This study was carried out by the financial support of the State Program of the Academy of Sciences of Moldova “Scientific investigations and water quality management 2009 -2010” (acad .Duca Gh). Author thanks journal reviewers for their useful contributions as well Dr Leonette Cox for useful comments.

### Bibliography

1. Agency for toxic substances and disease registry. Public health statement for Selenium 1989.
2. Bogdevich, O.P., Hannigan, R.,E., Moraru, C.E. and Izmailova, D.,N. The investigation of Selenium in the environment. – Proceedings of the Second International Conference Ecological Chemistry, Chisinau, 2002.
3. Bobrinsky, V.M., Moraru, C.E., Milcova, L.N., Study of the main regularities concerning the formation of Moldova's groundwater chemical composition regarding to the palaeohydrogeological condition, hydrodynamic peculiarities and geochemical processes: Report of the Institute of Geophysics and Geology of the M.S.S.R, Academy of Sciences, Chisinau, 1985, 566p.
4. Hannigan R. E., Bogdevich O. P. and Izmailova D. N. Selenium in soils and groundwater of Moldova - Environmental Geosciences, 2006, v. 13, no. 4, p. 267-279.
5. [http://www.who.int/water\\_sanitation\\_health/dwq/GDW8rev1and2.pdf](http://www.who.int/water_sanitation_health/dwq/GDW8rev1and2.pdf)
6. Kiriliuc V.P. Microelementy v componentah biosfery Moldavii – Chisinau, Pontos, 2006, 155 p.
7. Krainov S.,R. and Zacutin V.,P. Selenium and arsenic in drinking groundwater - Moscow, USSR Ministry of Geology, 1991, 56 p.
8. Lazarev, N.,V. and Gadaskina, I.,D. Toxic substances in industry-Himia, 1977, 607 p.
9. Moraru C., Anderson J. A comparative study 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, 187 p.
10. Moraru C. Hidrogeohimia podzemnyh vod zony aktivnogo vodobmena krainego iugo-zapada Vostocno-Evropetskoi platformy – Chisinau, Elena V.I., 2009, 288 p.
11. Niedzielski P., Siepak J. and Siepak M. Total Content of Arsenic, Antimony and Selenium in Groundwater Samples from Western Poland. - Polish Journal of Environmental Studies Vol. 10, No. 5 (2001), 347-350
12. Podzemnye vody. Vnutrilaboratornyi controli cacestva analizov, vypolneaemyh v laboratorieah MinGeo SSSR. – Moscva, VIMS, 1987, 35 p.
13. Prut basin water management , 2000 – Tacis, 560 pp.
14. Sanitarnye normy po kacestvy pitevoi vody – Monitoringul oficial al Republicii Moldova, № 131-135 (3018-3022), 24.08.2007.
15. Vinogradov, A.,P..Regularity of distribution of chemical elements in Earth's crust. - Geochemistry, 1956, No.1, p.6 – 53.
16. Zacutin V.P. Geohimia elementov s peremenoj valentocitii (Fe, Mn, Se) v podzemnyh vodah hozeaistveno – pitevogo naznacenia iugo-zapada Russkoi platformy – Avtoref. dis.c.g.m-n., Moscva, 1987, 16 p.

*Received 14 July 2011*



CZU 556.56 (478.9)

*Arnaut N.A.*

## **Regimul hidrologic și de albie al râurilor mici din republica Moldova**

### **Abstract**

*The analysis of major factors forming runoff and sediment transport of the small rivers under the anthropogenic impact is presented in this article. Schematic graphics of major hydrological factors and channel processes for small rivers on the bases of bibliographical data are posted. Considerable increasing of sediment flow for small river watersheds are caused mainly under the influence of landscape fragmentation, prevalence of silt soil composition, non-uniform intensity of rainfall and economic activities. Water capacity reduction of small rivers and their present degradation are connected with regulation of water moving by artificial reservoirs and evaporation processes as well groundwater level regime. Analysis of major channel processes factors of the small rivers is done and qualitative and quantitative changes under the influence of anthropogenesis influences are revealed. Two periods of small rivers channel development are studied: steady and transient. For these periods calcification of channel processes is done as well. The possible ways of improvement condition of the small rivers of Moldova were analyzed.*

### **Rezumat**

*În lucrare este prezentată analiza modificărilor factorilor de bază a formării scurgerii lichide și solide a râurilor mici în urma acțiunilor antropogene. În baza datelor diverse din literatura de specialitate sunt prezentate grafice schematice ale modificării factorilor de bază a regimului hidrologic și de albie ale râurilor mici. O majorare semnificativă a scurgerilor de aluviuni în bazinele hidrografice ale râurilor mici sunt condiționate, preponderent, de gradul de fragmentare a teritoriului, prevalarea structurii fine a solului și a rocilor din bazinele hidrografice, căderea neuniformă de precipitații și influența factorilor antropogeni. Micșorarea capacității hidrice ale râurilor mici și degradarea lor este legată de regularizarea scurgerii de apă prin construcția bazinelor de acumulare și a procesului de evaporare, modificarea regimului de nivel ale acviferelor ce alimentează râurile mici pe parcursul exploatării lor intensive. A fost efectuată analiza factorilor de bază a proceselor de albie ale râurilor mici și dezvăluite modificările lor calitative și cantitative sub influența factorilor antropogeni. Au fost evidențiate două perioade calitativ diferențiate la dezvoltarea albiei râurilor mici – până la rectificarea masivă a lor și după aceasta și a fost efectuată tipizarea procesului de albie pentru aceste perioade. Au fost analizate posibilitățile de ameliorare a stării râurilor mici din Moldova.*

### **Introducere**

În ultimele decenii în majoritatea țărilor o atenție sporită se acordă studiului râurilor mici. Acest lucru este legat nu numai de necesitatea unei strategii de protejare a naturii, dar și de conștientizare a rolului acestor obiecte acvatice pentru protecție râurilor medii și mari, afluenții cărora ele sunt. În afară de aceasta, la acest pas ne impune și înrăutățirea gravă din ultimul timp a stării ecologice a cursurilor mici de apă, fapt ce este legat de încărcătura antropogenă asupra lor. Multitudinea de acțiuni antropogene au dus la modificarea regimurilor hidrologice naturale și de albie ale acestor râuri. În lucrarea dată este prezentată analiza modificării factorilor principali de formare a scurgerilor lichide și solide în urma acțiunii antropogene.

### **Materiale și metodică**

Materialul de bază la studiul regimurilor hidrologice și de albie recente ale râurilor mici au servit datele unor studii de teren, hărțile topografice la scara 1: 25 000 și 1:10000. În afară de aceasta, pentru analiză au fost utilizate diferite materiale hidrologice, geologice etc., cât și literatura de specialitate despre domeniile învecinate. La prelucrarea datelor descrise au fost utilizate metode hidrologice și analize hidromorfologice [1-3,5,7,11,13,14 ].

### **Rezultate și discuții.**

Dezvoltarea procesului hidrologic și de albie ale râurilor mici este condiționată de mai mulți factori naturali, cei de bază fiind scurgerile de apă și factorii de limitare a dezvoltării albiei.

Acțiunea factorului acvatic (scurgerea lichidă) se impune prin forța apei curgătoare și a acțiunii hidrodinamice asupra albiei râului de a efectua un lucru mecanic la deplasarea sedimentărilor de fund și la formarea anumitor forme de albie, caracterul și gradul acțiunii torentului asupra procesului de albie fiind în dependență de regimul hidrologic al râului. Pentru estimarea ei calitativă și cantitativă sunt utilizate caracteristicile hidrologice clasice—norma de scurgere, distribuția intraanuală, debitul cu probabilitate extremală etc.

Scurgerea solidă se formează din scurgerile aluviale din bazinul hidrografic și eroziunea de albie. Transportarea aluviunilor are loc prin depuneri de fund și în stare de suspensii. Sedimentările de fund sunt legate preponderent de deformarea albiei. Aluviunile în suspensie formează valea și albia râului cu diferite forme. Acțiunea aluviunilor în suspensie se evidențiază, în general, la deformări ireversibile. Schimbul de aluviuni echilibrat dintre torent și albie are loc în condițiile când scurgerile solide sunt egale cu capacitatea de transport a fluxului.

Modificările afluxului de aluviuni sau a capacității de transportare duc la apariția deformărilor unilaterale de albie. Ca factor de reglare a schimbului de aluviuni dintre torent și albie este capacitatea de transportare a curgerii, care este dependentă de parametrii hidraulici ale afluxului și dimensiunile particulelor solide din aluviuni [6]. În legătură cu cele expuse și se efectuează evidența caracteristicile aluviunilor în suspensie la analiza proceselor de albie.

În afară de scurgerea lichidă și solidă la dezvoltarea procesului albie într-o măsură oarecare acționează și factorii de limitare. Ei caracterizează condițiile naturale și artificiale, care determină gradul de dezvoltare a albiei râului. Acești factori pot impune devieri nesemnificative de la dezvoltarea liberă a albiei, dar pot și totalmente să o limiteze. Unii dintre ei pot fi bazele de eroziune locale și generale, litologia și morfologia văii și a albiei, condițiile tectonice, diferite bariere artificiale, care limitează deformarea lor. În calitate de caracteristică cantitativă a condiției de dezvoltare liberă sau limitată a albiei, de regulă, se folosește raportul dintre lățimea văii (sau fâșia de meandru) și lățimea albiei.

Pe lângă aceasta este necesar de menționat, că pe parcursul ultimelor decenii factorii enumerați au fost supuși influenței a diferitor acțiuni antropogene- agrotehnice în bazinele hidrografice, reglarea scurgerii prin construcția bazinelor acvatice, utilizarea de apă în complexele comunal-industriale și agricole, urbanizarea teritoriului. Tendința creșterii acțiunii activității gospodărești asupra condițiilor de formare a scurgerilor de apă și a aluviunilor s-a observat încă la începutul secolului trecut (aproximativ din anul 1800),

când a început un proces intens de valorificare a terenurilor agricole din bazinele hidrografice. În rezultatul acestui proces partea teritoriului natural nevalorificat nu depășește 18 % [11]. Un efect vădit a avut procesul de regularizare a scurgerii apei prin construcția de bazine acvatice, care s-au intensificat în anii 1950-1970. Regularizarea medie a scurgerii acvatice a râurilor mici de pe teritoriul Moldovei în perioada anilor 1945-1970 s-a majorat mai mult de 4 ori. Mai departe ele au început să se micșoreze, în legătura cu procesele de înămolire a bazinelor și pierderea volumului util al lor (de la 50% și mai mult). În prezent cea mai mare parte a bazinelor acvatice au pierdut importanța lor gospodărească [3,4,9,10,12]. În afară de acesta a încetat construcția noilor bazine acvatice. De menționat, că la micșorarea volumului util de apă al bazinului, în rezultatul înămolirii, suprafața oglinzii apei se modifică nesemnificativ.

Schematic modificarea acțiunii sumare a factorilor antropogeni, poate fi prezentată prin graficele din figura 1.

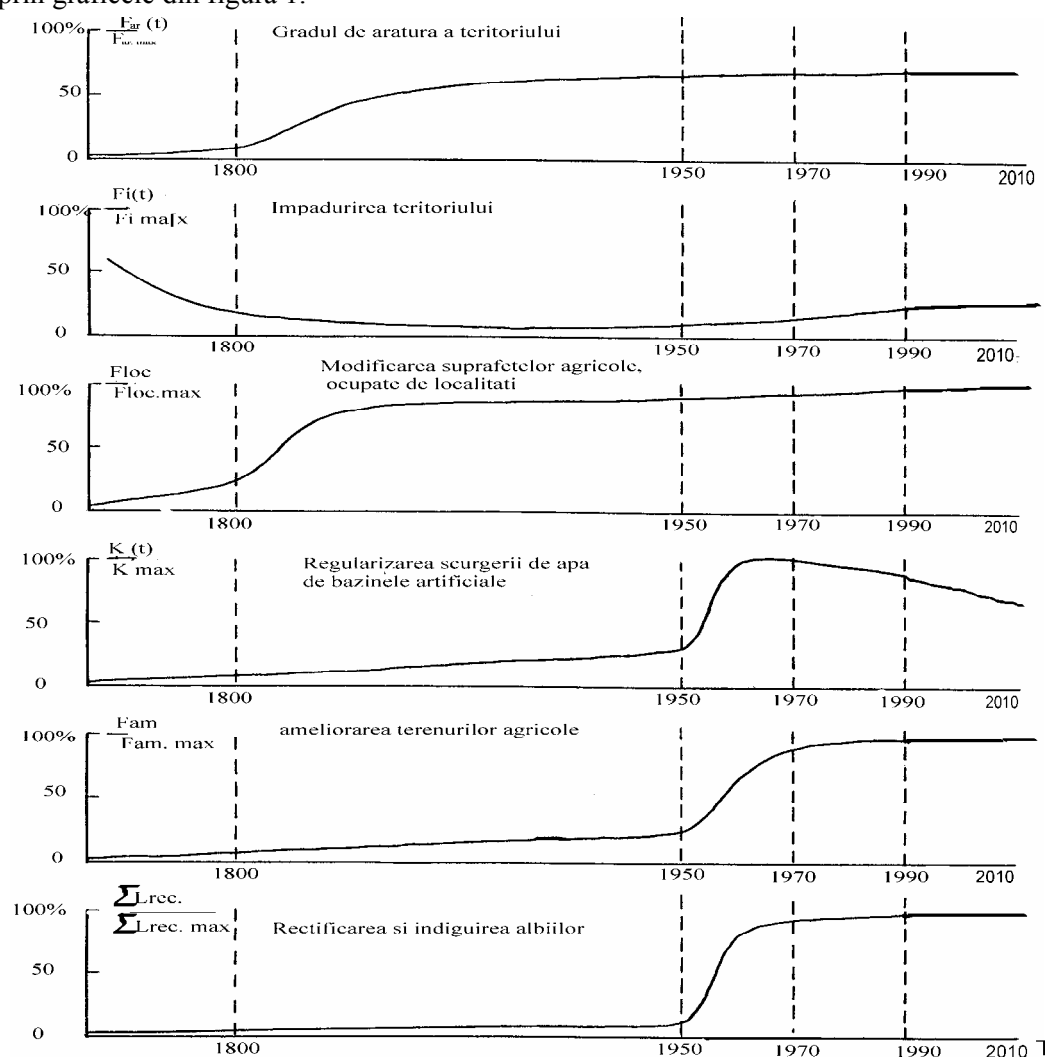


Fig.1. Graficele-scheme a modificării în timp a factorilor antropogeni principali ce influențează asupra regimurilor hidrologice și de albie din râurilor mici

După cum se observă din fig. 1, cele mai majore modificări a regimului de transportare a aluviunilor în suspensie și de fund din râurile mici au început încă din anul 1800, în rezultatul valorificării intensive a terenurilor agricole din Moldova, micșorarea terenurilor împădurite și a urbanizării. Etapa a doua a impactului antropogen asupra râurilor mici poate fi constatată perioada anilor 1950-1990, pe parcursul căror a fost regularizată scurgerea anuală și rectificate albiile râurilor mici.

Începând cu anul 1800 au început să crească scurgerile aluvionare medii multianuale și modificarea componenței granulometrice a lor comparativ cu condițiile ei naturale, prevalând fracția fină de pulbere. Modificările calitative și cantitative ale suspensiilor și a aluviunilor de fund, descrise anterior, sunt condiționate de creșterea procesului de spălare a rocilor în rezultatul modificării utilizării terenurilor agricole și majorarea considerabilă a suprafețelor arabile (de la 5% în anul 1810 la 70% în anul 1980). Graficele acestor modificări sunt prezentate în figurile 2-3.

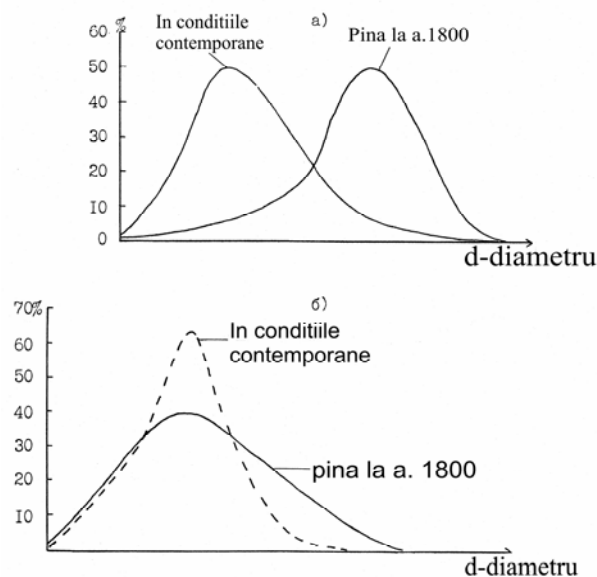


Fig.2. Graficul componenței granulometrice ale aluviunilor de fund (a) și în suspensie (b) pentru diferite perioade de dezvoltarea ale râurilor mici din Moldova

Analiza componenței aluviunilor în suspensie din râurile mici au demonstrat prevalarea fracției de la 0.1 mm până la 0.001 mm, ceea ce corespunde cu aluviunile de pulbere și argiloase. În componența aluviunilor de fund la majoritatea râurilor mici se întâlnesc particule cu diametru de 0.1-0.01mm.

Un impact semnificativ a fost valorificarea bazinelor hidrografice ale râurilor mici în agricultură, aratul lor și tăierea pădurilor începând cu anul (1800). Dacă luăm la bază cele expuse mai sus, atunci graficele din figura 3, ne permit să evidențiem pentru analiza scurgerii aluvionare trei perioade de timp –până la anul 1800, 1800-1960 și perioada de după anul 1960. Prima și a treia se caracterizează prin condiții cu modificări minore ale condițiilor de formare ale scurgerii de aluviuni. Perioada dintre anii 1810 și 1960 poate fi considerată intermediară.

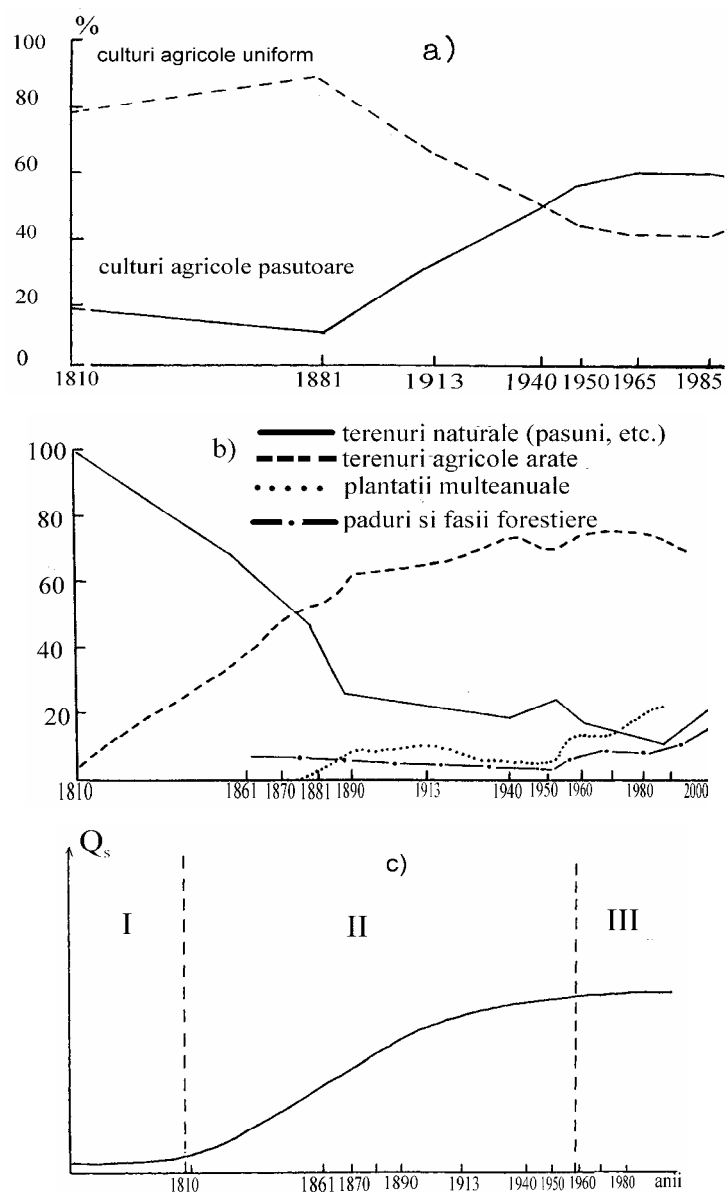


Fig. 3. Graficele modificării în timp a utilizării terenurilor agricole  
 (a, b) - suprafețe de teren arabil și păduri;  
 (c) scurgerile de aluviuni în bazinele hidrografice valorificate ale râurilor mici din Moldova.  
 (graficele a și b au fost construite conform datelor [11]).

După cum se observă din fig. 3, la etapa a II-a partea de terenuri arate din teritoriul studiat s-a majorat de la 5% (anul 1810) până la 70% (anul 1960), în același timp suprafața terenurilor naturale și împădurite s-au micșorat mult [11]. Astfel de modificări calitative, conform estimărilor din sursele [15], pot majora scurgerea de aluviuni din

cauza micșorării suprafețelor împădurite de 2 ori și a majorării terenurilor arate de 4-10 ori. Putem presupune, că până la începutul (anul 1800) activități intensive de prelucrarea a terenurilor agricole, albiile râurilor mici s-au format în condițiile când deplasarea scurgerilor solide din bazinele hidrografice erau neînsemnate și vegetația naturală proteja malurile lor. Odată cu creșterea valorificării bazinelor hidrografice ale râurilor mici aceste condiții naturale au început să se modifice. Au început să se intensifice procesele de eroziune, formând râpe și ravene acumulându-se cantități de aluviuni în unele sectoare ale râurilor. Preponderent o acțiune negativă acest proces l-a avut asupra râurilor din sudul regiunii, (râurile Ialpug, Cogâlnic) și centru (râurile Botna, Bâc, Ichel și afluenții lor), care și în condițiile naturale au avut un debit mic de apă și un bazin hidrografic cu un grad scăzut de împădurire. În rezultatul majorării scurgerii de aluviuni din bazinele hidrografice au început procesele de înnămolire a râurilor mici. Acest proces puțin s-a încetinit după ce au fost construite bazinele acvatice artificiale de acumulare (anii 1945-1970) în râpele și văile râurilor mici, care rețineau o parte mare de aluviuni, însă înnămolirea râurilor mici mai continuă. La începutul lucrărilor de valorificare ale văilor prin regularizarea albiilor râurilor mici (începute în anii 1960), multe din ele se găseau la diferite etape de degradare. În confirmarea celor expuse mai sus pot fi prezentate rezultatele analizei proceselor analoge de pe râurile mici din alte zone, care sunt expuse în lucrările [1,4,5,8,13]. În afară de aceasta, ca o confirmare indirectă ale acestor procese pot servi datele despre distribuția pe teritoriul dat a valorilor eroziunii areale și densitatea râpelor, care sunt căile principale de migrare a aluviunilor în râu. [2].

Astfel, se poate de constatat, că scurgerile majore de aluviuni sunt condiționate în principal de gradul de fragmentare a teritoriului, prevalarea componentei fine a solului și rocilor din bazinele hidrografice, precipitațiile neuniforme și activitatea economică.

Ca niște condiții ce limitează dezvoltarea râurilor mici din Moldova reprezintă factorii naturali și antropogeni ce caracterizează gradul de modificare a lor și care includ factorii geo-geomorfologici, (reconstrucția văilor și caracteristicile lor, componenta fundului văii și albiei etc., cât și diferite construcții hidrotehnice în albia și valea râului ce limitează deformările de adâncime. Totodată este necesar de constatat, că pentru condițiile râurilor mici, ca factor de reducere, pot servi orice barieră, ce are dimensiuni comparative cu lățimea albiei. Acțiunea acestor factori se evidențiază local. Factorii antropogeni ce limitează: baraje, bazine de acumulare, poduri, stâlpi de cabluri electrice, trasee auto și de cale ferată din văile râurilor mici. Acțiunea acestor factori este temporară și este determinată de termenele de exploatare a construcției hidrotehnice. Cele mai des întâlnite, dintre acești factori pentru condițiile râurilor mici din Moldova, sunt digurile din lungul albiilor ce limitează deformarea acestora, bazinele de acumulare ce creează baze de eroziune locală, cât și urbanizarea înaltă a teritoriului din preajma râurilor mici. Factorii de reducere naturali includ sectoare cu condiții limitate de dezvoltare a albiilor, caracteristice pentru zona de nord (râurile Draghiște, Ciugur, Racovăț, Cubolta, Căinar, Camenca, zona de mijloc a râului Răut), cât și unele râuri aparte din centrul și sudul republicii (râurile Ichel, Bâc). Sectoarele de curgere a râurilor mici corespund zonelor de intersecție a lanțului de recife. Celelalte râuri au văi largi și albiile lor nu sunt limitate. Acești factori nu suportă modificări esențiale în timp și spațiu.

Condițiile și starea actuală a râurilor mici se caracterizează printr-un grad înalt de regularizarea a albiei lor. Adâncirea, îndiguirea și regularizarea albiei râurilor mici din Moldova au determinat noi condiții de dezvoltare a proceselor de albie din ele. Unul din

cel mai determinant factori ale proceselor de albie este cel antropogen, care se manifestă atât prin acțiune directă asupra albiei, cât și prin acțiunile asupra factorilor de bază ai procesului de albie. Analiza efectuată a datelor în urma studiilor de teren a proceselor de albie, luând în considerație factorii naturali și antropogeni, au permis tipizarea albiilor pentru două perioade de timp – până la rectificarea și îndiguire (aproximativ până la anul 1960) și după. Harta – schiță ale acestor tipuri este prezentată în fig. 4

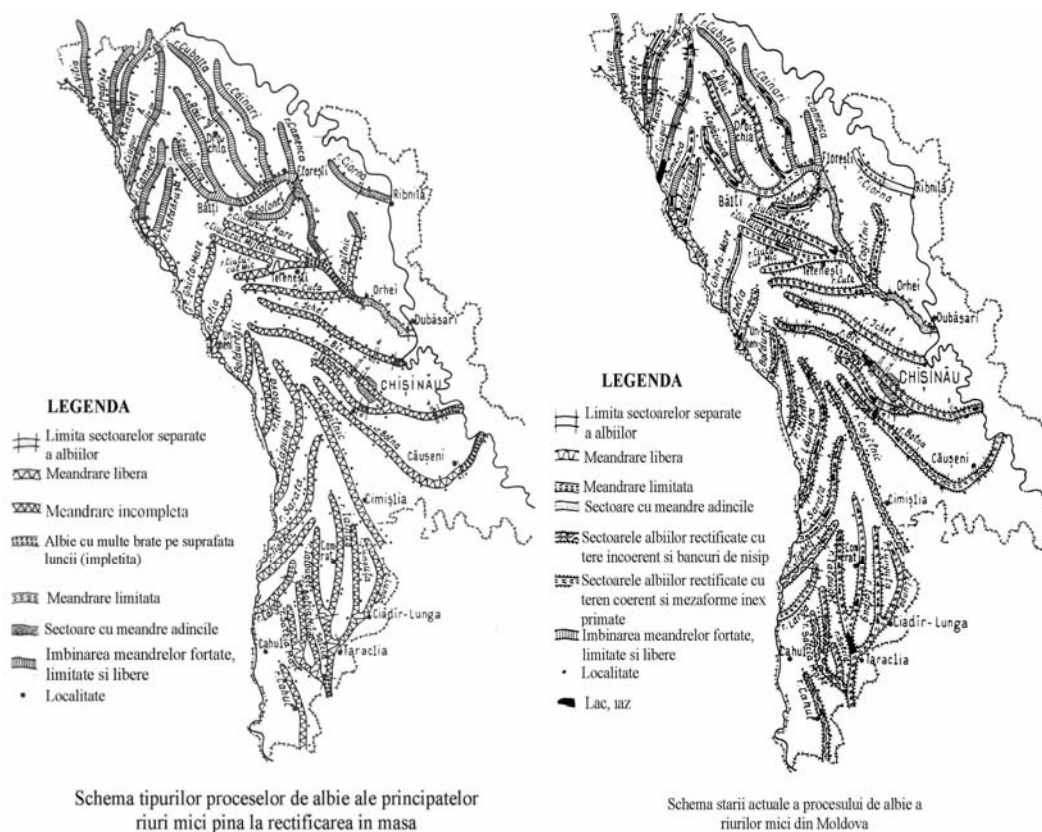


Fig. 4. Harta-schiță a tipurilor proceselor de albie din râurile mici ale Moldovei pentru diferite perioade de dezvoltare.

După cum reiese din fig. 4, cel mai răspândit tip de proces de albie din râurile mici în condiții naturale a fost meandrarea liberă. Reieșind din aceasta și având în vedere păstrarea condițiilor principale de dezvoltare liberă a albiilor, putem să presupunem că albia râurilor mici regularizată la fel va avea o tendință de meandrare. Acest fapt se confirmă prin formarea și dezvoltarea unor meandre ce se evidențiază puțin pe sectoarele regularizate ale râurilor mici (râurile Ialpugul Mare, Cogâlnic, Botna, Bâc etc.).

Tipurile de procese de albie prezentate în fig. 4 se observă în diverse combinații pentru diferite râuri, cea mai răspândită, pentru albiile rectificate ale râurilor mici (zonele de sud și centru ale Moldovei), este succesiunea bancurilor de nisip și sectoarele albiilor rectificate cu aluviuni de fund coerente, care nu au o schemă tipică de deformare a albiei.

## Concluzii

În prezent problema protecției și reanimării regimului natural a râurilor mici aflate în degradare, necesită elaborarea unei strategii de durată de reanimare a lor, bazată pe cunoașterea profundă a proceselor hidrologice, geofizice, biochimice și hidrochimice din bazinele hidrografice și albiile. Acțiunile în timp ale activității economice asupra râurilor mici și bazinele hidrografice extinse, pun în dificultate reanimarea rapidă și profundă a lor. Situația se agravează și din cauza, că multe procese de formare a scurgerii lichide și solide și anume calitatea lor din bazinele hidrografice și albiile este puternic modificată de factorii antropogeni. Cu toate acestea direcționarea și gradul modificărilor ce au avut loc sunt studiate insuficient sau nu sunt cunoscute de loc. Situația în cauză poate servi ca bază pentru divizarea procesului de restabilire a râurilor mici în câteva etape. La prima etapă, care nu necesită studii suplimentare, sunt necesare măsuri organizatorice întru îndeplinirea hotărârilor de guvern referitoare la protecția râurilor mici. În primul rând se are în vedere construcția zonelor de protecție în lungul albiilor râurilor mici, împădurirea lor, preîntâmpinarea deversărilor de ape menajere, efectuarea măsurilor de stopare a eroziunii, curățarea albiilor de aluviuni de fund poluate. Este important ca aceste măsuri să fie efectuate pe bazine hidrografice concrete și pe întreg teritoriul al râului.

Etapă a doua de restabilire a râurilor mici cuprinde măsuri, care necesită o argumentare profundă științifică și ce vor permite accelerarea procesului de restabilire. Astfel de măsuri sunt majorarea debitului râurilor, restabilirea albiilor inițiale, intensificarea proceselor de autoepurare ale râurilor etc. Astfel, dacă chiar și se efectuează epurarea apelor menajere, problema îmbunătățirii stării ecologice până la urmă nu poate fi soluționată, pentru că în ele nimeresc scurgeri poluate, epurarea cărora este destul de dificilă. O cale alternativă pentru îmbunătățirea calității apei din râuri este intensificarea artificială a proceselor de autoepurare nemijlocit în albiile râurilor, un rol important fiind atribuit proceselor geofizice – omogenizarea prin turbulență, schimbul de aluviuni dintre cele din torent și albie, transportul de aluviuni, procesului de aerare etc.[13]. Realizarea acestei abordări poate fi destul de eficientă atât în plan financiar cât și pentru îmbunătățirea calității apei.

Sarcinile pentru etapa întâi cât și pentru a doua sunt strâns legate și sunt separate în mare măsură relativ, după caracterul argumentației științifice. Realizarea lor planificată și sistematică va duce la îmbunătățirea stării ecologice ale râurilor mici, le vor reda starea lor de altă dată, transformându-le din canale de scurgere în râuri cu o floră și faună corespunzătoare.

## Bibliografie

1. Ажигиров А.А, Голосов В.Н, Литвин Л.Ф. Эрозия на сельскохозяйственных землях и проблемы защиты малых рек. Малые реки центра русской равнины, их использование и охрана. Москва, 1988, с.3-5.
2. Билинкис Г.М. Друмя А.В, Дубиновский В.Л, Покатилов В.П. Геоморфология Молдавии. Кишинев, Изд-во Штиинца, 1978, 175 с.
3. Гопченко Е.Д, Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях), Киев, КТН, 2005, 192 с.



4. Гопченко Е.Д, Лобода Н.С. Влияние прудов и водохранилищ на характеристики годового стока зоны недостаточного увлажнения. Метеорология и гидрология. 1984, №4, с.83-88.
5. Джуха И.Г. Особенности формирования русел малых рек. Проблемы морфодинамики. Москва, 1983, с.48-53.
6. Караушев А.В, Романовский В.В,. Научные и прикладные исследования стока наносов. Руслые процессы и наносы. Ленинград, Гидрометеиздат, 1988, с.22-33.
7. Кондратьев Н.Е, Попов И.В, Снисченко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Ленинград, Гидрометеиздат, 1982, 428 с.272 с.
8. Ларионов Г.А, Чалов Р.С. Эрозионно-аккумулятивные процессы на водосборах и в руслах малых рек. Проблемы и природоохранные вопросы. Малые реки центра русской равнины, их использование и охрана. Москва, 1985, с.3-13.
9. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. Одесса «Экология», 2005, 208 с.
10. Лобода Н.С. Влияние орошения и искусственных водоемов на характеристики годового стока рек юга Украины и Молдавии. Автореферат канд.географ. наук. Одесса, 1984 . 20 с.
11. Лупашку М.Ф. Экология и интенсификация полевого кормопроизводства. Кишинев, Картя Молдовеняскэ, 1989 , 428 с.
12. Никора В.И, Арнаут Н.А, Науменко А.М. Факторы формирования малых рек Молдовы и их типизация. Препринт. Академия наук Молдовы. Институт геофизики и геологии, Кишинев, 1991 , 53 с.
13. Отчет о научно-исследовательской работе « Изучить поверхностный сток, смыв почв и руслые процессы на орошаемых водосборах и разработать рекомендации по оценке и оптимизации влияния на них мелиоративных мероприятий», часть 2. «разработать модели руслового и гидравлического режима основных малых рек Молдовы с целью прогноза деформаций их русел и гидравлических характеристик потока». Академия наук ССР Молдова, Институт геофизики и геологии, Кишинев, 1990, 171 стр.
14. Хасфуртер В.Р. Использование параметров излучин для восстановления гидрологического равновесия в мелиоративных речных руслах. Восстановление и охрана малых рек. Теория и практика. Москва, ВО «Агропромиздат», 1989, с.44-62.
15. Швец Г.И. Формирование водной эрозии стока наносов и их оценка. Л., Гидрометеиздат, 1974. 184 с.

*Primit la redacție 23 iunie 2011*

CZU 544.72 : 661.184.23 + 661.183.444

Rusu V., \*Nastas R., \*Obreja-Nistor L., \*Maftuleac A., \*Petuhov O., \*Pușcașu B.\*

## Particularități de sinteză a adsorbanților intercalați pe bază de montmorilonit

### Rezumat

În ultimele decenii au început cercetări foarte intense pe plan global în vederea sintezelor unei clase noi de materiale cu proprietăți de site moleculare, având caracteristicile sorbțional-structurale mai bune, în comparație cu zeoliții obișnuiți. Astfel de materiale au fost obținute prin interstratificarea mineralelor argiloase, îndeosebi din grupa smectitelor cu proprietăți de dilatare pronunțate, cu specii oligomerice obținute prin hidroliza hidraților oxizilor cationilor polivalenți. Materialele obținute, numite argile "pilonate" sunt termostabile și posedă dimensiuni ale porilor în intervalul 0,6-4 nm, mult mai mare decât al zeoliților, ceea ce deschide noi posibilități de utilizare ca materiale în procese catalitice etc. În literatura de specialitate deocamdată nu există anumite criterii fizico-chimice pentru constatarea condițiilor optime. În consecință, designul schemelor experimentale este foarte complicat, necesitând un volum foarte mare de lucru, urmărind pe rând influența diferitor factori. În prezentele cercetări au fost inițiate studii, în vederea aplicării metodelor electrometrice (titrări pH-metrice, conductometrice) pentru titrarea speciilor oligomerice, de asemenea adsorbanților intercalați, și utilizarea acestor metode ca indicii pentru stabilirea condițiilor optime pentru sinteza adsorbanților intercalați. Scopul prezentei lucrări este elucidarea particularităților sintezei adsorbanților intercalați pe bază de montmorilonit, cuprinzând stabilirea condițiilor optime de obținere a agenților de intercalare, condițiilor optime de sinteză a adsorbanților intercalați, caracteristicilor fizico-chimice a produșilor.

### Резюме

В последнее время, во всем мире начались интенсивные исследования, касающиеся синтеза новых материалов со свойствами молекулярных сит, имеющих улучшенные структурно-сорбционные свойства, выше, чем у обычных цеолитов. Такие материалы были получены интеркалированием (сшиванием) глинистых минералов, в особенности из группы смектитов, с выраженной расширяемой структурой, с помощью олигомеров, полученных гидролизом оксигидратов поливалентных катионов. Эти материалы, именуемые "сшитыми" глинами, термически устойчивы и имеют крупные поры, порядка 0.6 – 4 нм, что намного больше таковых у цеолитов; это открывает новые возможности их использования в качестве катализаторов в различных процессах.

В литературе пока не существуют определенные физико-химические принципы для установления оптимальных условий их получения. Как следствие, дизайн экспериментальных схем работы очень сложный, трудоемкий, требующий поэтапного изучения различных факторов. В представленных исследованиях были начаты работы, имеющих как цель применение электрометрических (pH-метрических и кондуктометрических) методов для титрования образцов олигомерных форм, а также

---

\* Institutul de Chimie AȘM

*интеркалированных (сшитых) адсорбентов, и использование этих методов в качестве критериев для определения оптимальных условий синтеза адсорбентов. Целью настоящей работы была выяснение особенностей синтеза интеркалированных (сшитых) адсорбентов на основе монтмориллонита, включая и поиск оптимальных условий получения агентов интеркаляции (сшивания), оптимальных условий синтеза названных (сшитых) адсорбентов, а также установление физико-химических характеристик готовых продуктов.*

### **Introducere**

Adsorbanții intercalați se obțin prin interstratificarea mineralelor argiloase, îndeosebi din clasa montmorilonitului cu proprietăți de dilatare pronunțate, cu molecule oligomerice obținute prin hidroliza hidraților oxizilor cationilor polivalenți. Pentru sinteza argilelor intercalate pot fi folosiți hidrații oxizilor de Fe, Mg, Ni, Co, mai frecvent fiind folosiți hidrații oxizilor de Al, grație formării unui spectru foarte larg de specii hidrolizate [1-5]. Înlocuirea unor ioni de aluminiu cu ioni de galiu în cationul Keggin (cationul  $Al_{13}$ ) duce la creșterea stabilității structurii Keggin  $GaAl_{12}$ , ceea ce a permis obținerea unui produs intercalat mai stabil [6]. Noi procedee de obținere a produșilor intercalați cu proprietăți specifice au fost dezvoltate utilizând noi agenți de intercalare, de exemplu cu oxizi ai metalelor  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Bi_2O_3$  [7], hidroxizi de zirconiu [8], hidroxizi de fier [9, 10]. Montmorilonitul intercalat cu hydroxi-Al policationi este impregnat în continuare cu ioni de  $Fe^{3+}$ ,  $Cu^{2+}$  sau  $Zn^{2+}$ , ceea ce considerabil majorează capacitatea adsorbanților de a imobiliza hidrogenul sulfurat [11, 12]. În literatura de specialitate, pentru stabilirea condițiilor optime sunt efectuate un șir de experimente, variind condițiile experimentale (raportul OH/Me, durata de “îmbătrânire” a speciilor oligomerice, concentrația soluțiilor pentru obținerea agenților de intercalare, temperatura etc.), deocamdată neexistând anumite criterii fizico-chimice pentru constatarea condițiilor optime. În consecință, designul schemelor experimentale este foarte complicat, necesitând un volum foarte mare de lucru, urmărind pe rând influența diferitor factori.

În prezentele cercetări au fost inițiate studii, în vederea aplicării metodelor electrometrice (titrări pH-metrice, conductometrice) pentru titrarea speciilor oligomerice, de asemenea adsorbanților intercalați, și utilizarea acestor metode ca indicii pentru stabilirea condițiilor optime (raportul OH/ $Al^{3+}$ , durata de “îmbătrânire” a speciilor oligomerice, concentrația soluțiilor agenților de intercalare) pentru sinteza adsorbanților intercalați. Scopul prezentei lucrări este elucidarea particularităților sintezei adsorbanților intercalați pe bază de montmorilonit, cuprinzând stabilirea condițiilor optime de obținere a agenților de intercalare, condițiilor optime de sinteză a adsorbanților intercalați, caracteristicilor fizico-chimice a produșilor.

### **Materiale și metode**

Procedeul aplicat în lucrare, pentru sinteza adsorbanților intercalați, se atribuie categoriei metodei “de coasere” (*cross-linking*) [13]. Prin această metodă, oligomerul (polimorf) hidroxidului de aluminiu este preparat aparte și, fiind contactat în continuare cu particulele de argilă, este intercalat în spațiul interstratal formându-se structuri interstratificate sau “cusute” (*cross-linked*).

Pentru sinteze a fost utilizat montmorilonit curat (zăcăminte Ascangel, Georgia). Pentru obținerea agenților de intercalare, s-au utilizat soluții de  $10^{-1}$  M și  $10^{-2}$  M  $\text{AlCl}_3$ , cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  1,5:1 și 2:1, mostrele fiind supuse “îmbătrânirii” timp de 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 14 și 30 zile. După expirarea timpului de “îmbătrânire” corespunzător, mostrele au fost titrate alcalimetric, din curbele de pH obținute fiind calculate funcțiile de formare  $\bar{n}$  [14, 15].

Pentru stabilire caracteristicilor fizico-chimice a produșilor intercalați, s-au aplicat analize termice, cu raze X, spectroscopia IR, studiul izotermelor de adsorbție a azotului ( $\text{N}_2$ , 77 K). Studiul morfologiei particulelor adsorbanților sintetizați s-a efectuat utilizând microscopul electronic cu baleiaj Tescan (Praga), accelerație 25 kV. Spectrele în domeniul infraroșu (IR) a adsorbanților sintetizați au fost obținute utilizând spectrometrul Spectrum 100 Series (firma Perkin Elmer, SUA). Analiza termică a adsorbanților sintetizați s-a efectuat utilizând derivatograful Q-1000D (firma MOM, Budapesta). Analizele roentgenografice a adsorbanților sintetizați s-a efectuat, utilizând instalația DRON-3 și iradiere  $\text{Co}_{K\alpha}$  sau iradiere  $\text{Fe}_{K\alpha}$ . Pentru analize cu raze X s-au folosit preparate orientate, de asemenea mostre neorientate (praf). În acest caz, mostrele, după uscare la temperatura de  $105^\circ\text{C}$ , au fost măcinate până la dimensiuni a particulelor în intervalul 0,1-0,2 mm. Izotermele de adsorbție a azotului ( $\text{N}_2$ , 77 K) au fost obținute prin metoda volumetrică, utilizând analizatorul automat Quantachrome AUTOSORB-1 (firma Quantachrome, SUA). Soft-ul pus la dispoziția utilizatorului asigură funcționalitatea analizatorului și înregistrarea datelor pe calculator. Prelucrarea finală a datelor exportate s-a efectuat în programul Origin (Microcal Origin, MICROCAL SOFTWARE).

## Rezultate și discuții

### 1. Obținerea și dirijarea sintezei oligomerilor

Pentru elucidarea dinamicii procesului de “îmbătrânire” a speciilor oligomerice și stabilirea condițiilor optime pentru sinteza a adsorbanților intercalați, au fost determinate funcțiile de formare  $\bar{n}$  și sarcinile speciilor oligomerice de aluminiu, obținute la diferite raporturi molare  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  și supuse “îmbătrânirii” în timp.

În cazul speciilor oligomerice obținute la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1, în soluțiile oligomerice, obținute din soluții de  $\text{AlCl}_3$  având concentrațiile de  $10^{-2}$  și  $10^{-1}$  M, este posibilă formarea speciilor, având raportul ionilor de hidroxil  $\text{OH}^-$  legați cu ionii de  $\text{Al}^{3+}$  în proporție 12:6 sau posibilitatea formării unor specii hexamerice de tipul  $[\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_{12}]^{6+}$ , cu bazicitatea de ordinul 2/3 (Fig. 1, 2). Structura speciilor se modifică din primele zile de “îmbătrânire” a soluțiilor, stabilizându-se după 5 zile în cazul soluțiilor de concentrația  $10^{-1}$  M și la 1-1,5 săptămâni (6-9 zile) de “îmbătrânire” a soluțiilor în cazul obținerii lor din soluție de  $\text{AlCl}_3$   $10^{-2}$  M.

În ansamblu, dinamica structurii speciilor pe măsura “îmbătrânirii” se modifică, în funcție de raportul  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  și concentrația soluției de  $\text{AlCl}_3$  folosite pentru obținerea soluțiilor oligomerice. Condiții optime, pentru sinteza speciilor hexamerice de tipul  $[\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_{12}]^{6+}$  (curățate de anioni  $\text{Cl}^-$  adionați), se ating pentru soluțiile oligomerice obținute la raportul  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1, supuse “îmbătrânirii” timp de 5 zile la concentrația lor  $10^{-1}$  M și timp de 1-1,5 săptămâni (6-9 zile) la concentrația lor  $10^{-2}$  M.

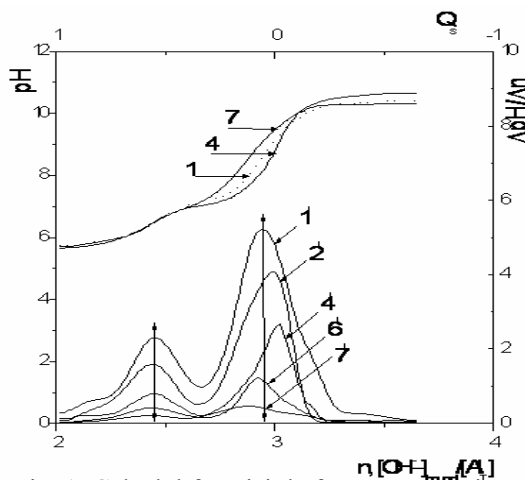


Fig. 1. Calculul funcției de formare  $n$  la titrarea alcalimetrică a speciilor oligomerice de aluminiu (soluție  $\text{AlCl}_3$   $10^{-2}$  M), obținute la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1.

Mostre "îmbătrânite" timp de 1, 2, 6, 14 și 30 zile (curbele diferențiale 1', 2', 4', 6', 7');

1, 4, 7 – curbele integrale.

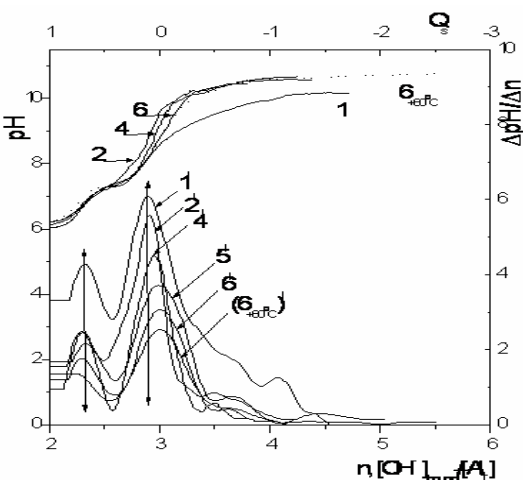


Fig. 2. Calculul funcției de formare  $n$  la titrarea alcalimetrică a speciilor oligomerice de aluminiu (soluție  $\text{AlCl}_3$   $10^{-1}$  M), obținute la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1.

Mostre "îmbătrânite" timp de 1, 2, 4, 5 și 6 zile (curbele diferențiale 1', 2', 4', 5', 6');

Mostra "îmbătrânită" 6 zile și încălzită 2 ore la temperatura  $60^\circ\text{C}$  ( $6'_{+60^\circ\text{C}}$ );

1, 2, 4, 6,  $6'_{+60^\circ\text{C}}$  – curbele integrale corespunzătoare.

## 2. Caracteristicile fizico-chimice a adsorbanților intercalați

Particulele de dimensiuni micronice a montmorilonitului au o morfologie neregulată, având o imagine MES ca fulgi dispersi, asimetrici. Intercalarea speciilor oligomerice de aluminiu în spațiul interstratal al montmorilonitului duce la cimentarea ("coaserea") straturilor, formându-se granule compacte și masive, cu dimensiuni până la 5-6  $\mu\text{m}$  [16].

În linii generale, această morfologie a particulelor se înregistrează și în cazul adsorbanților sintetizați în prezenta lucrare (Fig. 3, 4). Granulele formate ating dimensiuni până la 4-5  $\mu\text{m}$ , în cazul sintezei adsorbanților cu soluții oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 1,5:1, și până la 6-7  $\mu\text{m}$  pentru adsorbanții sintetizați cu soluții oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1. Calcinarea adsorbanților la temperatura de  $350^\circ\text{C}$  nu modifică esențial morfologia particulelor, sugerând stabilitatea termică satisfăcătoare a adsorbanților. Imaginile MES relevă textura stratificată a granulelor, foarte bine pronunțată pentru adsorbanții sintetizați cu oligomeri la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1 (Fig. 4).

Figurile 5 și 6 prezintă spectrele IR a adsorbanților intercalați cu specii oligomerice de aluminiu, sintetizați în prezenta lucrare. Calcinarea adsorbanților la temperatura  $350^\circ\text{C}$  duce la eliminarea apei fizic adsorbită, diminuând benzile largi în regiunea  $\sim 3400\text{ cm}^{-1}$ , atribuite vibrațiilor de legătură a moleculelor  $\text{H}_2\text{O}$ . Totodată, benzile de absorbție, atribuite vibrațiilor de legătură a grupelor OH din grupările Al-OH (localizate în domeniul  $3620\text{-}3630\text{ cm}^{-1}$ ) scad din intensitate după calcinarea adsorbanților la temperatura  $350^\circ\text{C}$ .

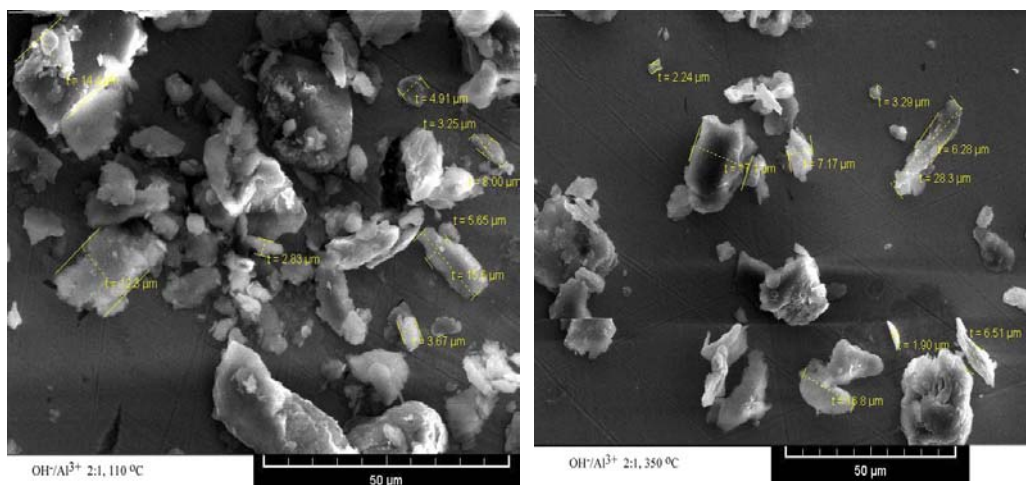


Fig. 3. Morfologia particulelor montmorilonitului intercalat cu specii oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1, calcinat la temperaturile 110°C și 350°C.

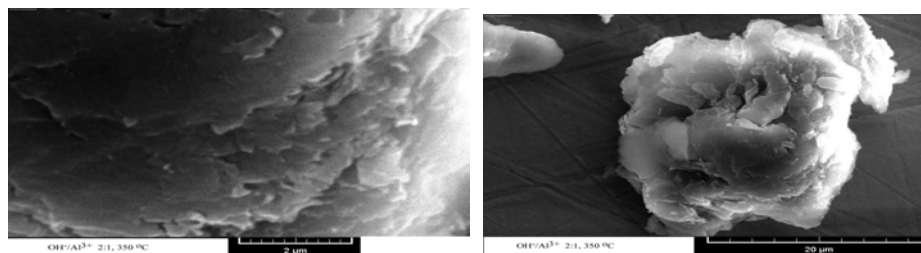


Fig. 4. Morfologia particulelor montmorilonitului intercalat cu specii oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1, calcinat la temperatura 350°C.

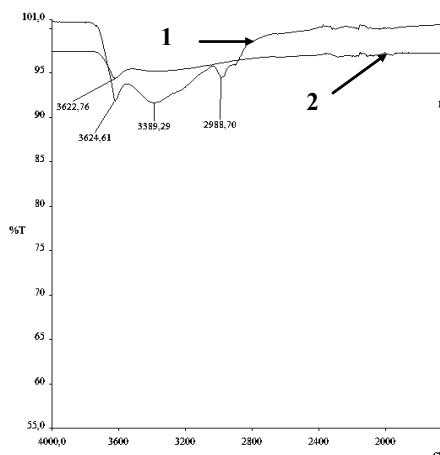


Fig. 5. Spectrele IR a montmorilonitului intercalat cu specii oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 1,5:1, calcinat la temperaturile 110°C (1) și 350°C (2).

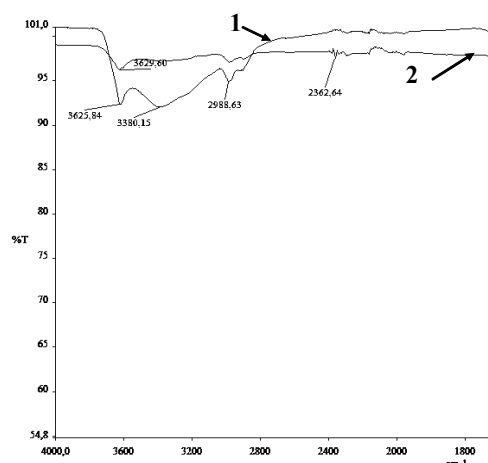


Fig. 6. Spectrele IR a montmorilonitului intercalat cu specii oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1, calcinat la temperaturile 110°C (1) și 350°C (2).

Modificările produse în domeniile  $\sim 3400\text{ cm}^{-1}$  și  $3620\text{-}3630\text{ cm}^{-1}$ , legate de procesele de dehidratare și dehidroxilare a montmorilonitului (ca substrat) și atomilor de Al (a oligomerilor intercalați în spațiul interstratal al montmorilonitului), evidențiază transformările centrilor (speciilor, pozițiilor) acide (de tipul Brønsted sau de tipul Lewis) în timpul calcinării.

Figura 7 prezintă curbele TG și DTA obținute la analiza termică a adsorbanților intercalați. De regulă, curbele TG și DTA a montmorilonitului inițial și după intercalarea lui cu oligomeri de aluminiu sunt identice până la  $150^\circ\text{C}$  [17]. Pentru adsorbanții intercalați în prezenta lucrare, aceste curbe sunt de asemenea apropiate în acest interval de temperaturi, fără deosebiri pronunțate față de raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  a speciilor oligomerice folosite pentru sinteze. Efectele endotermice se înregistrează la temperatura  $100\text{-}110^\circ\text{C}$ , iar pierderile de apă constituie  $7\text{-}8\%$ , fiind apa adsorbită pe suprafață și în spațiul interstratal. Curba TG în intervalul  $150\text{-}500^\circ\text{C}$  pentru montmorilonitul neintercalat este practic orizontală (de regulă, nu-s pierderi de masă), în vreme ce pentru cel intercalat după  $150^\circ\text{C}$  începe eliminarea apei asociată cu structura microporoasă a lui [17]. Pentru adsorbanții intercalați în prezenta lucrare, de asemenea se înregistrează o pierdere continuă a masei, înregistrată în intervalul de temperaturi  $120\text{-}550^\circ\text{C}$  (până la  $600^\circ\text{C}$  pentru adsorbanții obținuți la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$   $1,5:1$  a speciilor oligomerice), ceea ce poate fi atribuită eliminării apei asociată cu structura microporoasă a adsorbanților. În acest interval se elimină  $\sim 8\%$   $\text{H}_2\text{O}$ , totalul de pierderi de apă până la temperatura  $\sim 600^\circ\text{C}$  fiind de  $\sim 16\%$   $\text{H}_2\text{O}$  sau  $0,16\text{ g H}_2\text{O/g}$  argilă. Valorile obținute concordă bine cu cele obținute în [17], evidențiind transformările comune a adsorbanților intercalați, asociate, atât cu structura de bază a argilei (montmorilonitului) cât și cu structura formațiunii hidroxi-Al.

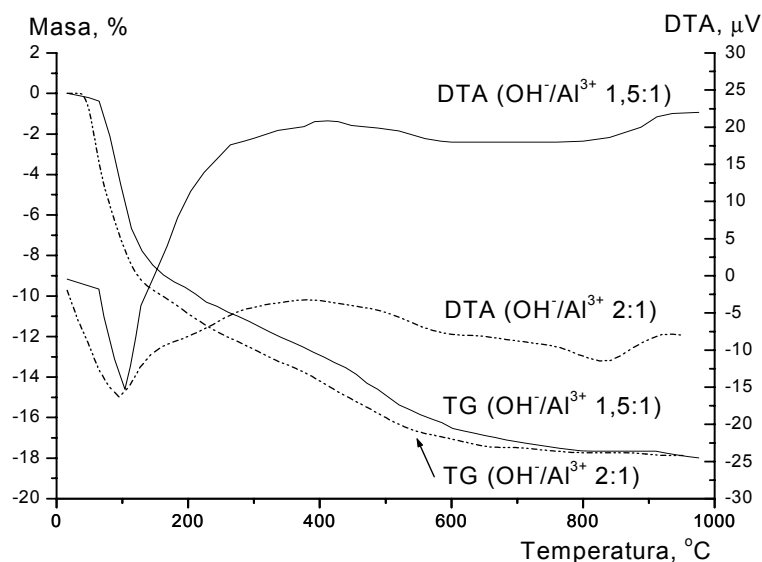


Fig. 7 Curbele TG și DTA a montmorilonitului intercalat cu specii oligomerice cu raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu  $1,5:1$  și  $2:1$ .

Intercalarea speciilor oligomerice de aluminiu în spațiul interstratal al montmorilonitului duce la cimentarea (“coaserea”) straturilor formate din pachete elementare. În linii generale, acest proces de “coasere” a straturilor (proces *cross-linking*) are la bază, la prima etapă, atracția electrică coulombiană între două tipuri de particule

coloidale cu sarcini opuse (particulele montmorilonitului și cele ale oligomerilor pentru intercalare). La etapele următoare, e posibilă o rearanjare a speciilor oligomere în spațiul interstratal, sub influența forțelor de repulsie între oligomerii vecini, sau sub influența modificărilor chimice a oligomerilor induse de ridicarea pH-ului grație interacțiunii cu argila [18]. În timpul uscării și tratărilor termice ulterioare de asemenea se pot produce modificări structurale a suprafeței argilei și în configurația oligomerilor.

Pentru stabilirea gradului de intercalare a oligomerilor în spațiul interstratal al argilei și stabilității produsului intercalat se aplică, cel mai frecvent, metoda analizei cu raze X (analiza roentgenografică). Introducerea speciilor oligomerice de aluminiu în spațiul interstratal al montmorilonitului duce la creșterea distanței între planele 001 a montmorilonitului, în consecință cresc valorile reflexului bazal  $d_{001}$ .

În figura 8 sunt prezentate difractogramele montmorilonitului, utilizat în prezenta lucrare pentru sinteza adsorbanților intercalați. Proba necalcinată este caracterizată prin prezența reflexiilor simetrice 12,5, 6,25, 4,96 Å. Reflexiile 12,5 și 6,25 Å corespund distanțelor bazale  $d_{001}$  și  $d_{002}$ , iar reflexul localizat la 4,96 Å corespunde planului hkl cu indicele 100, ceea ce este caracteristic pentru Na-montmorilonit [19]. După calcinare la temperatura 350°C, distanțele bazale  $d_{001}$  și  $d_{002}$  a montmorilonitului se contractă până la 9,7 și 4,78 Å, caracteristic pentru Na-montmorilonitul calcinat [19].

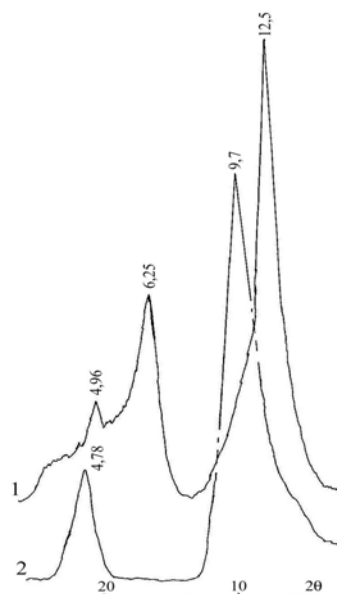


Fig. 8. Difractogramele roentgenografice ale montmorilonitului (ascangel, Georgia. Frațiunea  $<1\mu$ , preparate orientate).  
Preparate necalcinate (1) și după calcinare la 350°C (2).  
Iradieră  $Co_{K\alpha}$ .

Intercalarea montmorilonitului cu oligomeri de aluminiu modifică esențial structura mineralului, mai cu seamă în domeniul reflexiilor bazale 001, regiunea  $2\theta < 10^\circ$  (Fig. 9, 10). Intercalarea cu oligomeri în raport  $OH/Al^{3+}$  egal cu 1,5:1 duce la dilatarea spațiului interstratal al montmorilonitului, de la valoarea inițială 12,5 Å până la 13,2 Å pentru mostrele uscate la temperatura 105°C și până la 16,6 Å după calcinare la 350°C.



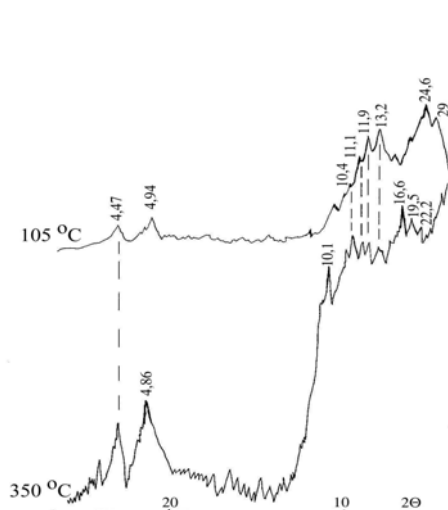


Fig. 9. Difractogramele roentgenografice (mostre neorientate, praf) ale montmorilonitului intercalat cu oligomeri la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  1,5:1. Prepareate uscate la temperatura 105°C și după calcinare la 350°C. Iradiere  $\text{Fe}_{K\alpha}$ .

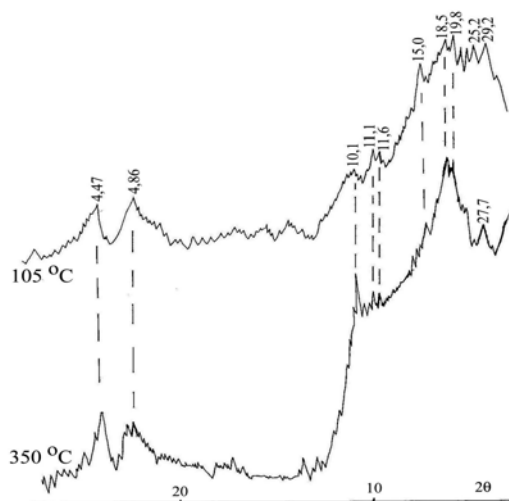


Fig. 10. Difractogramele roentgenografice (mostre neorientate, praf) ale montmorilonitului intercalat cu oligomeri la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1. Prepareate uscate la temperatura 105°C și după calcinare la 350°C. Iradiere  $\text{Fe}_{K\alpha}$ .

Intercalarea cu oligomeri în raport  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1 duce la o dilatare mai mare a spațiului interstratal al montmorilonitului, cu reflexii în domeniul 15-19,8 Å pentru mostrele uscate la temperatura 105°C (Fig. 10). Calcinarea la 350°C duce la dehidratarea polihidroxipolimerilor de aluminiu, configurarea și rearanjarea lor, ceea ce omogenizează spațiul interstratal al montmorilonitului, etapă numită “pilonarea” (“pivotarea”) argilei (pillared clay, PILC). În consecință, regiunea  $2\theta < 10^\circ$  pe difractograme devine mai “curată” și mai distinctă, cu distanța bazală  $d_{001}$  localizată la valorile 18,5-19,8 Å.

Structurile oligomerice, localizate în spațiul interstratal al montmorilonitului, posedă o stabilitate termică satisfăcătoare, mai cu seamă structurile obținute la raportul  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1. Adsorbanții, obținuți în aceste condiții (raport  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1), nu se contractă după calcinare la temperatura 350°C (Fig. 10), de asemenea rezistă după calcinare la temperatura 450°C (Fig. 11), menținând reflexiile în domeniul 16,6-19,5 Å, ceea ce nu este caracteristic pentru montmorilonitul inițial, folosit pentru sinteze.

De menționat că intercalarea cu oligomeri afectează cel mai puternic distanța bazală  $d_{001}$  a montmorilonitului, în rest structura montmorilonitului sau celelalte reflexii nu sunt afectate apreciabil [15]. Reflexul în domeniul 4,45-4,6 Å este atribuit planului hkl cu indicele 110 și/sau 020 [19] și nu este influențat de natura materialului interstratal a montmorilonitului, de aceea reflexul 4,47 Å înregistrat pentru seria de adsorbanți testați rămâne practic nemodificat (Fig. 9-11).

Optimizarea raportului molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  a oligomerilor folosiți se dovedește a fi o etapă importantă pentru sinteza adsorbanților intercalați. Pe măsura creșterii raportului  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$ , de la 1,5:1 la 2:1, se înregistrează creșterea spațiului interstratal al montmorilonitului (de exemplu, de la 13,2 Å până la 15-19,8 Å pentru mostrele uscate la temperatura 105°C, figurile 9, 10), sugerând creșterea proporției pachetelor montmorilonitului intercalate cu oligomeri. În linii generale, raportul optim  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1 folosit pentru sinteze concordă cu [13, 20].

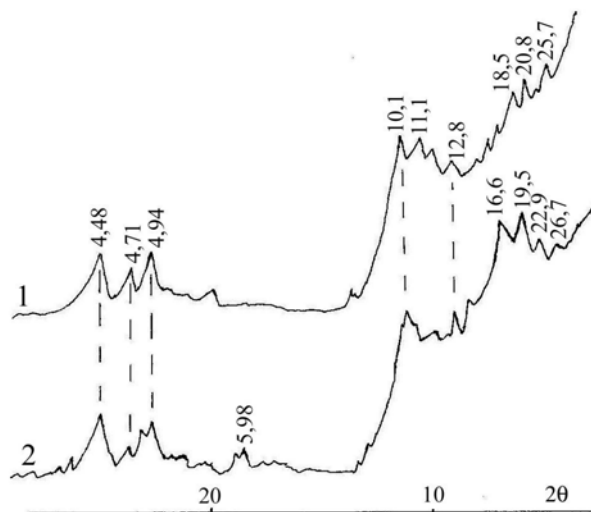


Fig. 11. Difractogramele roentgenografice (mostre neorientate, praf) ale montmorilonitului intercalat cu oligomeri la raportul molar  $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$  1,5:1 (1) și 2:1 (2). Preparate uscate la temperatura  $450^\circ\text{C}$ . Iradiere  $\text{Fe}_{\text{K}\alpha}$ .

Pentru montmorilonit (smectite) adesea este caracteristică stratificarea neordonată a pachetelor elementare, mai cu seamă o “stivuire” turbostatică, când straturile sunt suprapuse plan (“față-față”) pe axa  $C$ , fără însă a fi aliniată în planele  $ab$ . Asemenea defecte pot cauza prezența domeniilor cu diferit mod de dilatare, contribuie la variația distanței bazale  $d_{001}$  și creșterea lățimii reflexului bazal  $00l$ . Pentru smectitele cu structuri turbostatice mai evidențiate sunt doar reflexiile  $00l$ . În cazul intercalării montmorilonitului turbostatic, șirul reflexiilor bazale  $00l$  înregistrate este formată din o serie de numere iraționale, grație interstratificării în mod diferit a domeniilor dilatabile și nondilatabile [16, 20]. Neregularitatea interstratificării duce la o orientare slabă a particulelor, în consecință difractogramele conțin reflexii difuze. Pentru montmorilonitului intercalat cu oligomeri în raport  $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$  egal cu 1,5:1, regiunea  $2\theta < 10^\circ$  după calcinare la  $350^\circ\text{C}$  conține o serie de reflexii iraționale, difuze și cu linia de fond foarte ridicată, sugerând că produsul “pilonat” (“pivotat”) este incomplet interstratificat, în comparație cu produsul obținut cu oligomeri în raport  $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1 (Fig. 9, 10).

Important este faptul că adsorbanții, sintetizați în prezenta lucrare cu oligomeri la raportul  $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1, posedă caracteristici structurale comparabile sau depășind grosimile straturilor produșilor intercalați obținuți în [13, 16, 17, 20], fiind un indiciu pozitiv că intercalarea oligomerilor în spațiul interstratal al montmorilonitului s-a efectuat în condiții favorabile.

Suprafața specifică a smectitelor, mai frecvent, atinge valori  $< 50 \text{ m}^2/\text{g}$ , deși pentru unele zăcăminte de montmorilonite suprafața specifică poate atinge  $80\text{-}90 \text{ m}^2/\text{g}$  [16, 20].

În figura 12 este prezentată izoterma adsorbției azotului pentru montmorilonitul (ascangel), utilizat în prezenta lucrare pentru sinteza adsorbanților intercalați.

Suprafața specifică (după BET) a montmorilonitului Ascangel atinge valorile  $83 \text{ m}^2/\text{g}$ . Curba distribuirii volumului porilor montmorilonitului după dimensiunile razelor efective sau curba de structură diferențială,  $dV(r)$ , indică 2 maxime, corespunzătoare mărimii razelor efective a porilor de  $\sim 23 \text{ \AA}$  și  $\sim 40 \text{ \AA}$  (Fig. 13). După dimensiunile lor, asemenea pori sunt atribuiți conform clasificării IUPAC la categoria de

mezopori, cu razele cuprinse în intervalul de la 1,5-1,6 nm până la 100-200 nm. Volumul mezopozilor montmorilonitului atinge  $\sim 0,16 \text{ cm}^3/\text{g}$ , valori caracteristice pentru smectite.

Pentru mineralele argiloase este caracteristică, mai frecvent, o textură din particule lamelare (dispuse în formă de plăci), ceea ce poate favoriza prezența pe suprafața exterioară a porilor secundari în formă de fisuri. Datele obținute, alura izotermei și histerezisului relevă că montmorilonitul utilizat posedă o structură mezoporoasă, bogată cu pori în formă de fisuri.

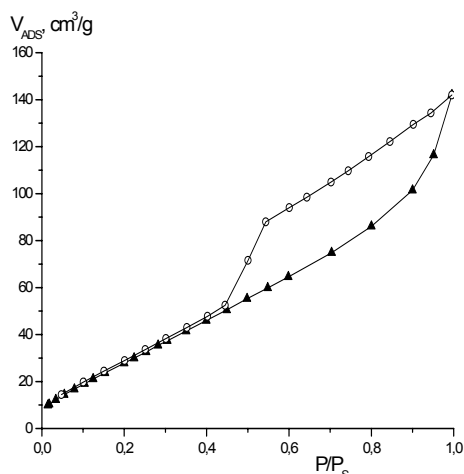


Fig. 12. Izoterma adsorbției azotului (77 K) pentru montmorilonitul Ascangel.

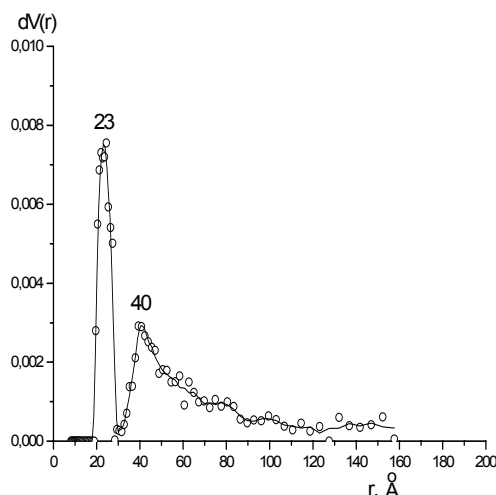


Fig. 13. Curba distribuiri volumului porilor montmorilonitului Ascangel după dimensiunile razelor efective.

Intercalarea montmorilonitului cu oligomeri de aluminiu modifică esențial parametrii sorbționali-structurali. Suprafața specifică (după BET) a adsorbantilor intercalați crește, în comparație cu a montmorilonitului inițial, mai evidențiat pentru adsorbantul obținut cu oligomeri la raportul molar  $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1 (Tab. 1). În ansamblu, adsorbantii sintetizați posedă o stabilitate termică satisfăcătoare, suprafața specifică menținându-se practic neschimbată după calcinare până la  $450 \text{ }^\circ\text{C}$ , ceea ce se consideră ca o stabilitate termică remarcabilă [13].

Tabelul 1

Parametrii sorbționali-structurali a adsorbantilor stabiliți din izotermele de adsorbție a azotului (77 K)

Adsorbant	105 °C		350 °C		450 °C	
	$S_{BET}$ , $\text{m}^2/\text{g}$	$V_{ads}$ , $\text{cm}^3/\text{g}$	$S_{BET}$ , $\text{m}^2/\text{g}$	$V_{ads}$ , $\text{cm}^3/\text{g}$	$S_{BET}$ , $\text{m}^2/\text{g}$	$V_{ads}$ , $\text{cm}^3/\text{g}$
Montmorilonit inițial	83	0,16	-	-	-	-
Intercalat, $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$ 1,5:1	128	0,09	123	0,08	112	0,09
Intercalat, $\text{OH}/\text{Al}^{3+}$ 2:1	173	0,08	167	0,08	162	0,11

Optimizarea raportului molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  a oligomerilor folosiți se dovedește a fi o etapă importantă pentru sinteza adsorbanților intercalați. Pe măsura creșterii raportului  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$ , de la 1,5:1 la 2:1, se înregistrează o creștere a suprafeței specifice a adsorbanților, de asemenea a volumului porilor la etapa numită “pilonarea” (“pivotarea”) argilei (dehidratarea polihidroxipolimerilor  $\text{Al}_{13}$  la calcinare).

Important este faptul că adsorbanții, sintetizați în prezenta lucrare cu oligomeri la raportul  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  egal cu 2:1, posedă caracteristici sorbționale-structurale comparabile cu a produșilor intercalați obținuți în [13, 16], fiind un indiciu pozitiv că intercalarea oligomerilor în spațiul interstratal al montmorilonitului s-a efectuat în condiții favorabile.

### Concluzii

1. Se constată informativitatea titrărilor pH-metrice, pentru elucidarea dinamicii structurii speciilor oligomerice, stabilirea condițiilor optime și aplicare pentru sinteza adsorbanților intercalați. Condiții optime, pentru sinteza speciilor hexamerice de tipul  $[\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_{12}]^{6+}$ , se ating pentru soluțiile oligomerice obținute la raportul  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1, supuse “îmbătrânirii” timp de 5 zile la concentrația lor  $10^{-1}$  M și timp de 1-1,5 săptămâni (6-9 zile) la concentrația lor  $10^{-2}$  M.
2. Structurile oligomerice, localizate în spațiul interstratal al montmorilonitului, posedă stabilitate termică satisfăcătoare, mai cu seamă cele obținute la raportul molar  $\text{OH}^-/\text{Al}^{3+}$  2:1. Adsorbanții, obținuți în aceste condiții, nu se contractă după calcinare la temperatura  $350^\circ\text{C}$ , de asemenea rezistă după calcinare la temperatura  $450^\circ\text{C}$ , menținând reflexiile bazale  $d_{001}$  în domeniul 16,6-19,5 Å, fiind un indiciu pozitiv că intercalarea oligomerilor în spațiul interstratal al montmorilonitului s-a efectuat în condiții favorabile.
3. Suprafața specifică a adsorbanților intercalați crește, în comparație cu a montmorilonitului inițial. Adsorbanții sintetizați posedă o stabilitate termică satisfăcătoare, suprafața specifică menținându-se practic neschimbată după calcinare până la  $450^\circ\text{C}$ .

### Bibliografie

1. Bankovic, P. Synthesis, Characterization and Application of Al,Fe-Pillared Clays / P. Bankovic, A. Milutinovic-Nikolic, N. Jovic-Jovicic, J. Dostanic, Z. Cupic, D. Loncarevic, D. Jovanovic // Acta physica polonica A. - 2009. - Vol. 115. - Nr. 4- P. 811- 815.
2. Karamanis, D.T. An aluminum pillared montmorillonite with fast uptake of strontium and cesium from aqueous solutions / D.T. Karamanis, X.A. Aslanoglou, P.A. Assimakopoulos, N.H. Gangas // Clay and Clay Minerals. - 1997. -Vol. 45. - Nr. 5. - P. 709-717.
3. Takahashi, Kasori. Preparation and Optical Properties of Composite Intercalated Transition-Metal Complex into Smectite Clay / Kasori Takahashi, Kyota Ueda, Hirotsugu Takizawa // Nippon Kagakkai Koen Yokoshu. - 2000. -Vol.78. - Nr.1. - P.181
4. Yoda, Satoshi. Synthesis of titania-pillared montmorillonite via intercalation of titanium alkoxide dissolved in supercritical carbon dioxide / Satoshi Yoda, Yuichiro Sakurai, Akira Endo, Tatsuhiko Miyata, Hiroshi Yanagishita, Katsuto Otake, Toshio Tsuchiya // Journal of material chemistry. – 2004. -Vol. 14. -Nr.18. - P. 2763- 2767.

5. Jia-Qian, Jiang. Preparation of modified clay adsorbents for the removal of humic acid / Jiang Jia-Qian, Colin Cooper // Environmental Engineering Science. – 2003. - Vol. 20. - Nr. 6. - P. 581-586.
6. Bradley, M. Gallium ( $\text{Ga}_{13}$ ), aluminum ( $\text{Al}_{13}$ ), gallium-aluminum ( $\text{GaAl}_{12}$ ), and chromium-pillared montmorillonites: acidity and reactivity for cumene conversion / M. Bradley, A. Kydd // J.Catal.-1993. - Vol. 141. - P. 239-49.
7. Yamanaka S. Clays pillared with ceramic oxides. In Chemistry of microporous crystals / S. Yamanaka, M. Hattori // Proceedings of the International Simposium on Chemistry of microporous crystals. - 1991. - P. 89-96.
8. Farfan Torres E.M. Zirconium pillared montmorillonite. Influence of reduced charge of the clay. In Chemistry of microporous crystals. / E.M. Farfan Torres, P. Grange // Proceedings of the International Simposium on Chemistry of microporous crystals. - 1991. - P. 97-103.
9. Nguen-Thanh D. Pillared clays as metal cation hosts for adsorption of  $\text{H}_2\text{S}$  / D. Nguen-Thanh, T.J. Bandosz // Abstracts of Papers, 226<sup>th</sup> National meeting. - 2003. – P. 7-11.
10. Nguen-Thanh D. Adsorption of hydrogen sulfide on montmorillonite modified with iron / D. Nguen-Thanh, K. Block, T.J. Bandosz // Chemosphere. – 2005. - Vol. 59. - P. 343-353.
11. Bandosz T.J. Adsorption of sulfur hexafluoride and propane at temperature near ambient on pillared clays / T.J. Bandosz, J. Jagiello, J.A. Schwartz // J. Chem. Eng. Data. – 1996. - Vol. 41. - P. 880-884.
12. Nguen-Thanh D. Effect of transition-metal cations on the adsorption of  $\text{H}_2\text{S}$  in modified pillared clays / D. Nguen-Thanh, T.J. Bandosz // J. Phys. Chem. B. – 2003. - Vol. 107. - P. 5812-5817.
13. Lahav N., Shani U., Shabtai J. Cross-linked smectites. I. Synthesis and properties of hydroxy-aluminum-montmorillonite. Clays and Clay Minerals. 1978, Vol. 26, No. 2, p. 107-115.
14. Stumm, W. Aquatic chemistry. Chemical equilibria and rates in natural waters / W. Stumm, J.J. Morgan // Third edition. John Wiley and Sons, Inc. - 1996. – P.1024.
15. Stumm W. Chemical aspects of coagulation / W. Stumm, J.J. Morgan // Journal of American Water Works Association. – 1962. - Vol. 54. - P. 971-992.
16. Szabo, A. Investigation of Hungarian montmorillonites and preparation of alumina pillared montmorillonites / A. Szabo, Zs. Hartyáni, E. Nemez // 2nd Mid-European Clay Conference. – 2004. - 20-24 September. – Miskolc. - Hungary.
17. Occelli M.L. Physicochemical properties of montmorillonite interlayered with cationic oxyaluminum pillars / M.L. Occelli, R.M. Tindwa // Clays and Clay Minerals. – 1983. - Vol. 31. - Nr. 1. - P. 22-28.
18. Тарасевич, Ю.И.Строение и химия поверхности слоистых силикатов / Ю.И.Тарасевич - Киев: Наукова думка, 1988.- 248 с.
19. Saukkoriipi, J. Computational studies of the cationic aluminium(chloro) hydroxides by quantum chemical ab initio methods / J. Saukkoriipi, A. Sillanpaa, K. Laasonen // Physical Chemistry Chemical Physics. -2005. - Vol. 7. - P. 3785–3792.
20. Plee, D. Pillaring processes of smectites with and without tetrahedral substitution / D. Plee, L. Gatinéau, J. J. Fripiat//Clays and Clay Minerals. -1987. - Vol. 35. - P. 81-88.

*Primit la redacție 2 iunie 2011*

УДК: 553.57(478)+552.55(478)

Покатилов В.П.

## Закономерности распространения диатомитовых пород Молдовы

### Abstracts

*Diatoms rocks occurrence regularity, their lithology and mineralogical compositions are studied. Three lithological and facial types of diatoms rocks were markdown. Perspective of diatoms industrial usage had scheduled.*

Кремнистые породы (опоки, трепела, диатомиты и др.) широко распространены на территории Молдовы. Существенное место среди них занимают диатомиты. Благодаря своим специфическим физическим свойствам и химическим особенностям (термостойкость, низкая теплопроводность, абразивность, адсорбционная и поглотительная способность, химическая стойкость к кислотам и щелочам, фильтрующая способность, белый цвет и др.) они получили широкое применение в различных отраслях промышленности (в производстве цемента, строительных и теплоизоляционных материалов, пеностекла, легких бетонов, при очистке масел, нефтепродуктов, газа и других веществ и пр.).[3]

Приоритет в открытии диатомитов на территории Республики Молдова принадлежит Р.Р.Выржиковскому. В работе [2] он приводит краткую геологическую и химическую характеристику проявлениям трепела (диатомита) в районе населенных пунктов Каменка, Молокишул Маре и Жура. В дальнейшем (1948-2007 гг.) изучением диатомитов и других кремнистых пород занимались различные подразделения Управления геологии Молдавии (ныне „AGeoM”), которые носили эпизодический характер. Результаты этих работ отражены в ряде производственных и тематических отчетов и публикаций.

Обнажения диатомитовых пород встречаются местами на крутых склонах р. Днестр и ее крупных притоков (р.р. Реут, Куболта, Кайнар), редко на склонах левосторонних притоков р. Прут (р.р. Чугур, Раковец, Драдиште). Условная граница вскрытых эрозией диатомитовых пород проходит по линии населенных пунктов Онешты – Стольничены – Куболта - Гура Кэйнарулуй – Резина – Вышкэуцы – Оксентия – Охринчя. Южнее и юго-западнее диатомитовые породы залегают ниже современного эрозионного вреза.

Кровля диатомитовых пород постепенно понижается с севера и северо-востока на юг и юго-запад с абсолютных отметок 207-212 м в районе сел Коликэуцы - Окница до 30 м – в районе с.Охринчя. В южной части Днестровско-Прутского междуречья (ДПМ), на широте г.Кахул диатомитовые породы залегают на глубине 600 м под мощной толщей терригенно-карбонатных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена, перекрытой аллювиальными и субаэральными среднеплиоценовыми-антропогеновыми (четвертичными) отложениями.

Сложность изучения характера и закономерности распространения диатомитовых пород в том, что их естественные обнажения редки и по площади распределены крайне неравномерно.

В результате исследований, проведенных при полевых работах и анализе материалов предшественников, выявлено, что диатомитовые породы, слагающие диатомитовый горизонт, литологически неоднородны. Это обусловлено различным соотношением химических компонентов и присутствием различных минералогических примесей и прослоев пород. В зависимости от характера строения и химического состава пород нами выделены (условно) три литолого-генетических типа разрезов диатомитового горизонта:

- 1) *собственно диатомитовый*;
- 2) *диатомитово-карбонатный*
- 3) *диатомитово-глинистый*.

**Диатомитовый** тип разреза представлен преимущественно однородными («чистыми») диатомитами, в которых содержание кремнекислоты ( $\text{SiO}_2$ ) не менее 70%. «Чистые» диатомиты залегают, как правило, в основании разреза диатомитового горизонта. Они распространены в виде узкой (до 2 км) полосы, вытянутой в меридиональном направлении вдоль правого и левого берегов р.Днестр, субпараллельно Приднестровскому барьерному рифу (ПДР). Литологически более однородные разрезы наблюдаются на левобережье р.Днестр на участке Сэрэцей-Жура. На правом берегу р.Днестр «чистые» разновидности диатомитов приурочены, главным образом, к основанию диатомитового горизонта. Вверх по разрезу они переслаиваются с мергелями, глинами и маломощными (до 10 см) прослоями вулканогенных образований.

Для «чистых» диатомитов характерно присутствие карликовых (1-2 мм) форм моллюсков *Cardium aff. tibisii jek.*, и др., среди которых встречаются крупные раковины *Cerastoderma (Obsolutiforma) lithopodolica (Dub.)*, *C. (Obs.) ex gr. obsoleta (Eichw.)*, *Maetra palassi Baily* и др. Залегают диатомиты на глинах и ракушечниковых известняках среднего сармата, редко на оолитовых известняках нижнего сармата.

Наиболее представительные разрезы диатомитов изучены нами на правобережье в районе сел Чорна, Лалова, Вышкэуцы и Оксентия, на левобережье – в районе г.Рыбница, сел Выхватинцы и Жура. Мощность «чистых» диатомитов на правобережье р.Днестр до 5 м, на левобережье – до 10 м и более.

**Диатомитово-карбонатный** тип разреза (Рис. 1) представляет собой переходную фацию (субфацию) от диатомитового к диатомитово-глинистому. Этот тип разреза по литорали, к западу, в сторону Приднестровского барьерного рифа и по вертикали, вверх по разрезу, замещает «чистые» диатомиты. Он представлен неритмичным переслаиванием диатомитов, диатомитовых мергелей, глин, иногда известняков. Характерно присутствие прослоев окремненных аргиллитов (до 20 см) серого цвета, образующих в рельефе склонов небольшие карнизы, и вулканического туфа псаммитового состава мощностью 5-10 см. Верхняя часть туфовых прослоев гипергенно переработана и представлена бентонитоподобной глиной желтовато-зеленого, иногда черного цвета щебенчатой текстуры. Вулканические туфы приурочены, главным образом, к основанию разреза и к его средней части. Мощность диатомитово-карбонатной толщи 15-17 м. Наиболее представительные разрезы изучены нами в районе сел Вышкэуцы (наддиатомитовая толща), Охринчя. Они также вскрыты скважинами в створе сел Вышкэуцы – Моловата и в других местах.

Диатомитово-карбонатная толща залегают на «чистых» диатомитах или на известняках среднего сармата («рыбницкие» слои). Перекрывается известняками катериновской свиты. В единичных случаях наблюдается ее залегание под рифовыми известняками [5].

В прослоях аргиллитов и известняков содержатся раковины моллюсков *Musculus sarmaticus naviculoides* (Koles), *Cerastoderma (Obsolutiformis) aff. gatuevi* (Koles), *Acteocina ex gr. lajonkaireana* (Bust.), *Cerastoderma (Obsolutiformis) absoluta vindobonensis* (Lask.), *Vinerupis cf. naviculoides* (R. Hoerm.) (средний сармат).

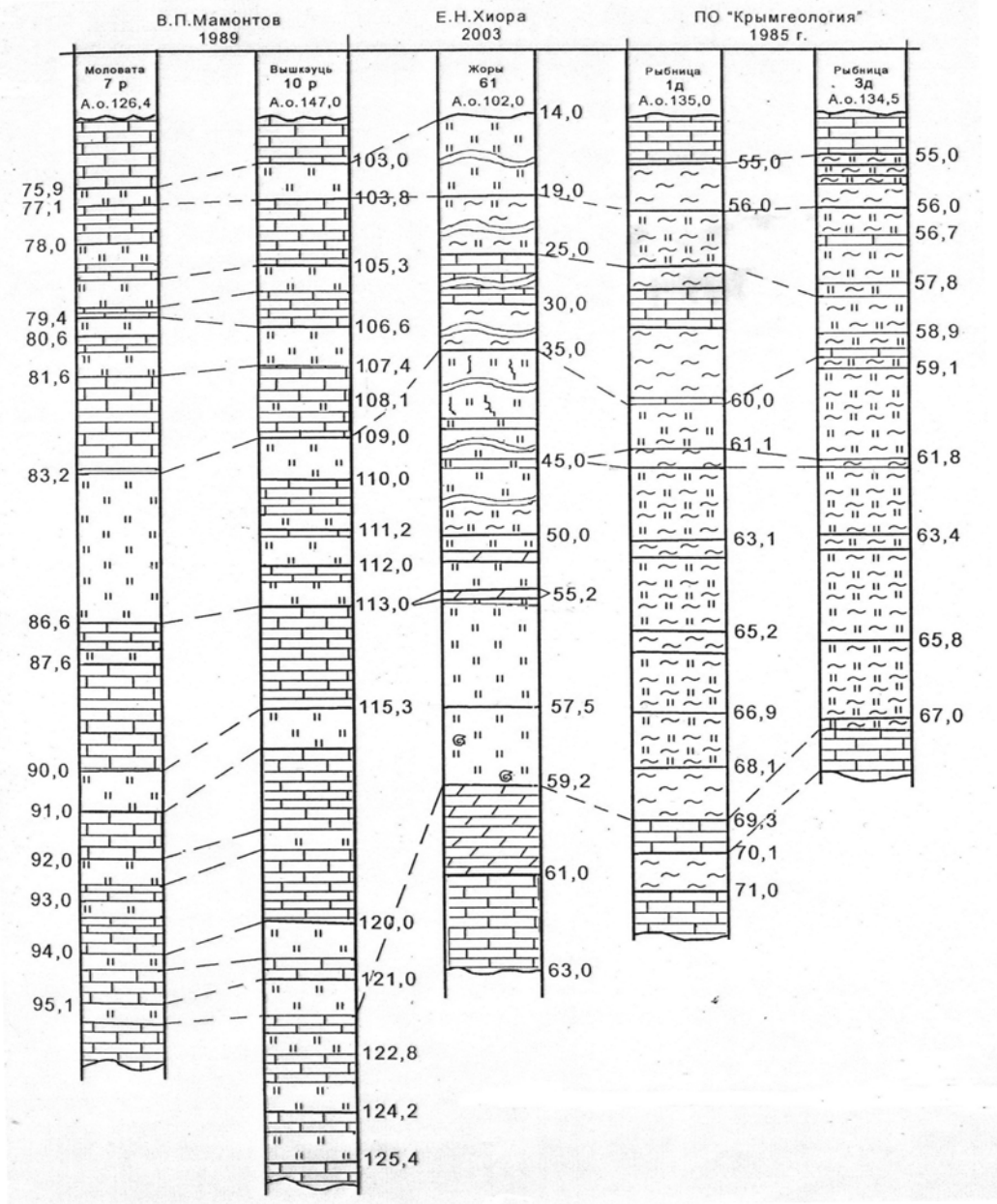


Рис.1. Корреляция диатомитового горизонта по скважинам.



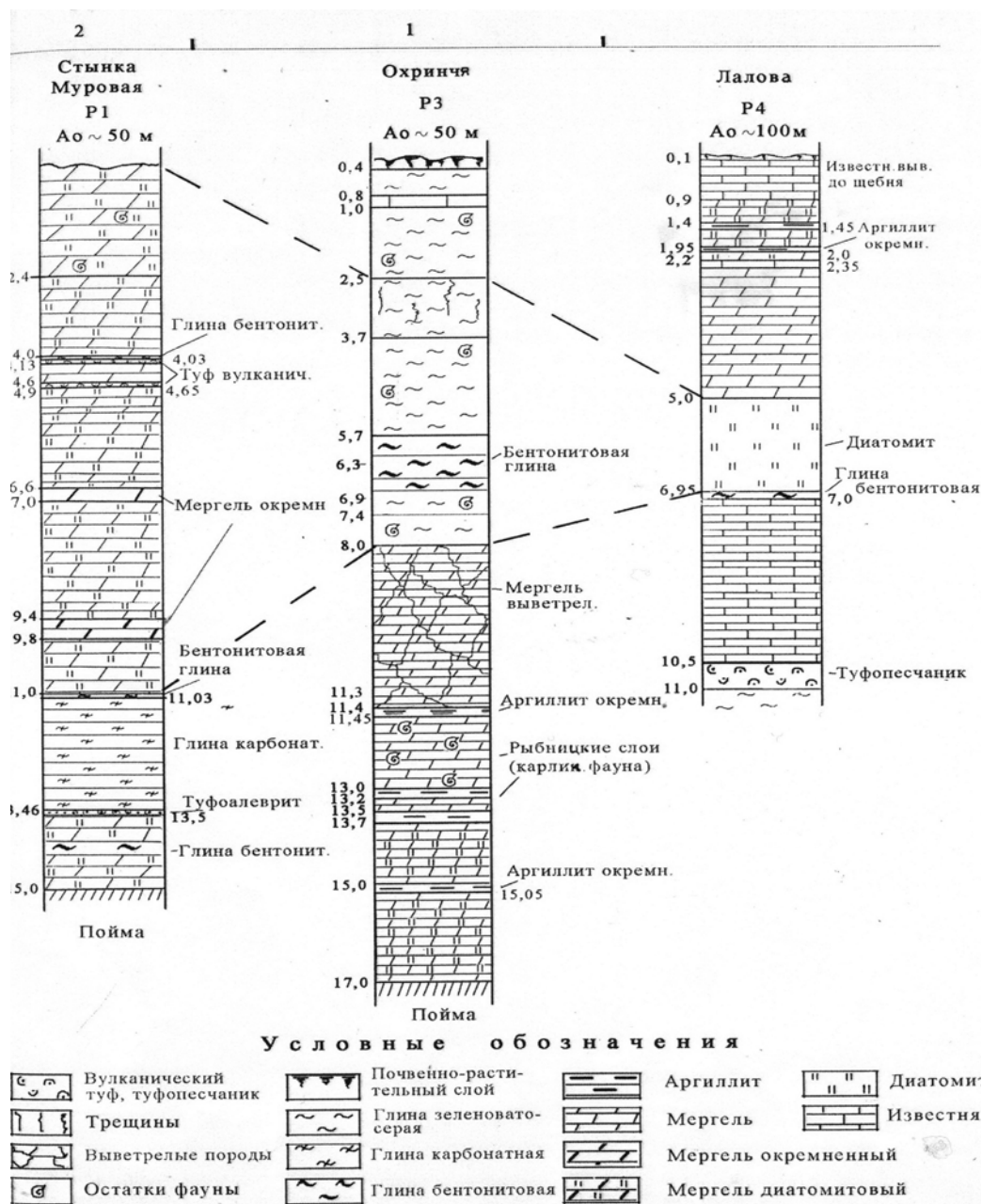


Рис. 2. Корреляция диатомитового горизонта по расчисткам.

*Диатомитово-глинистый* тип разреза. (Рис. 2). Диатомитовые глины распространены почти повсеместно к западу от рифовой полосы (ПДР), в междуречьях Кайнар-Реут и в Припутье (верховье рек Чугур-Лопатинка). Они обнажаются на склонах рек Кайнар, Куболта, Реут, Чугур, Раковец, Лопатинка и в глубоких оврагах к северу от линии сел Гура Кэйнарулуй – Куболта – Стольничены – Онешты. Диатомитовые глины представлены однородной толщей карбонатных (мергелистых)

глин от зеленовато-серого до светло-серого и белого цвета, горизонтально-тонкослоистых, трещиноватых, с поверхности выветрелых до мелкощебенчатого или даже чешуйчатого состояния. В верхней части разреза нередко присутствуют маломощные (до 5 см) прослои раковинного детрита в разной степени ожелезненного, охристо-желтого и буровато-желтого цвета. По слоистости местами наблюдаются скопления раковин моллюсков *Cerastoderma (Obsolutiforma) sarmatica (Barb.)*, *C. (Obs.) aff. quadripartita (Koles.)*, *C. (Obs.) pseudosoceni (Iecol.)*, *C. (Inaequicostata) gleichenbergense (Papp.)*, *C. (Plicatiforma) fittoni rustavense (Sult.)*, *C. (Plicatiforma) subfittoni (Andr.)*, *C. (Obs.) cf. gatuevi (Koles.)*, *C. (Inaequicostata) piapia (Zhizh.)*, *C. (Kubanocardium) laevigatoloweni (Koles.)*, *Cryptomacra pseudotellina Andr.* Широкое распространение двустворчатых стеногалинных моллюсков рода *Cerastoderma* свидетельствует о нормально-морских условиях формирования диатомитовых глин. В то же время обилие следов жизнедеятельности илоедов является показателем относительно малой глубины бассейна осадконакопления.

Разрезы диатомитовых глин мощностью до 20 м и более обнажаются в районе сел Марамоновка, Ливадены, Кетросу, Вережены, а также вскрыты скважинами в районе сел Марамоновка, Дрокия и др. Диатомитовые глины залегают на известняках среднего сармата. В восточной части территории они перекрываются известняками катериновской свиты среднего сармата или глинами нижнекодринской подсвиты, в западной части – глинами нижнекодринской подсвиты.

Три литолого-генетических типа разреза с характерной фауной отражают различные условия формирования диатомитовых пород. В соответствии с этим можно выделить (условно) три литолого-фациальные или структурно-фациальные зоны. Две зоны расположены восточнее Приднестровского барьерного рифа, одна – западнее. (Рис. 3).

**1. Восточная зарифовая зона.** Здесь преимущественно распространены «чистые» диатомиты, которые залегают, главным образом, в основании разреза. По широте она ограничена условными линиями Резина – Рыбница и Оксентия – Гоян. Предполагается, что на границе волинского и бессарабского времени эта зона представляла собой узкий залив или лагуну с неустойчивым гидродинамическим режимом при господстве ветронагонных явлений. Вероятно, сюда из акватории открытого моря периодически приносились бентоносные кремнесодержащие микроорганизмы, которые формировали основу «чистых» диатомитов. В процесс диагенетической переработки кремнистого диатомового ила вовлекался тонкопелитовый терригенный и вулканогенный материал, остатки растений и раковины моллюсков. О гидродинамической неустойчивости водного бассейна свидетельствует резко контрастная размерность моллюсковой фауны – широкое распространение карликовых форм *Mastra* в ассоциации с очень крупными экземплярами.

Характерная брекчиевидная текстура «чистых» диатомитов. Наличие трещин усыхания обусловлено колебанием уровня воды, вплоть, возможно, до полного осушения водного бассейна.

Довольно резкий переход вверх по разрезу и литорали от относительно однородной толщи «чистых» диатомитов к слоистой диатомитово-карбонатной толще является показателем изменения условий осадконакопления. Для новых условий характерна периодическая активизация вулканогенной деятельности в зарождающейся Карпатской складчатой системе – с одной стороны и усиление денудационного сноса с Украинского щита – с другой.

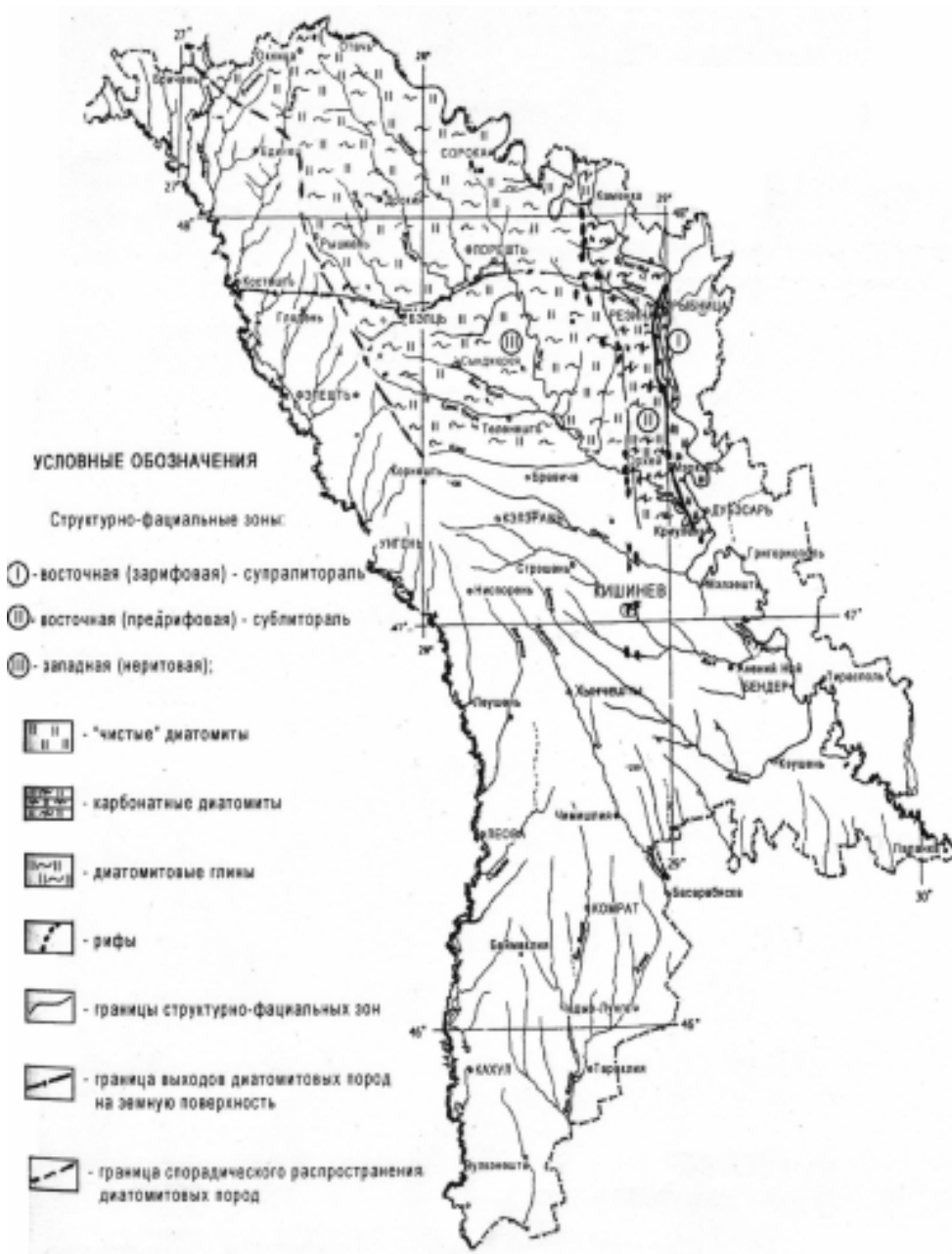


Рис.3. Схема структурно-фациального районирования диатомитовых пород

**2. Восточная предрифовая зона** распространена к западу от зарифовой зоны до Приднестровского барьерного рифа. Для этой зоны характерны неустойчивые гидродинамические условия, которые существовали при слабом колебании уровня морского бассейна и активации вулканической деятельности в Карпатском регионе в претаттическую фазу складчатости, на что указывают прослои вулканических туфов и бентонитовых глин. Вероятно, к этому времени относится зарождение

Приднестровского барьерного рифа и его последующее разрушение, о чем свидетельствуют прослой ракушечниковых и органогенно-обломочных известняков в толще диатомитового горизонта.

По мнению некоторых исследователей [4] разрезы, представленные переслаиванием известняков, мергелей и диатомитов, формируются в обстановках, сходных с условиями аккумуляции арагонита в настоящее время. Они обычно наблюдаются на шельфах в поясах тропического и субтропического климата, на пассивных континентальных окраинах и в зонах апвеллинга.

**3. Западная фациальная зона.** Западнее Приднестровского барьерного рифа в сравнительно спокойной гидродинамической обстановке, в условиях нормально соленого моря сформировалась довольно однородная толща диатомитовых глин. Для нее характерна тонкая горизонтальная слоистость, низкое содержание кремнекислоты (< 50%) и достаточно высокое содержание глинозема ( $Al_2O_3$  до 40%). В пределах зоны не обнаружены проявления «чистых» диатомитов или пород с относительно высоким содержанием  $SiO_2$ . По литологическим особенностям и химическому составу диатомитовые глины можно отнести к легким диатомитосодержащим иллитовым разновидностям глинистых пород.

Западнее Днестровско-Прутского водораздела диатомитовые породы закартированы спорадически. Они представлены диатомитовыми глинами небольшой (3-5 м) мощности и (или) переслаиванием маломощных (0,2-0,5 м) слоев диатомитовых глин, мергелей, известняков с прослоями вулканических туфов.

Вопрос о происхождении диатомитовых пород в пределах Днестровско-Прутского междуречья (ДПМ) остается дискуссионным. Как известно [3], среди опаловых пород выделяются две основные группы: 1) состоящие в основном из остатков организмов и 2) породы с небольшим содержанием или полным отсутствием органических остатков. По генезису они подразделяются на континентальные и морские отложения.

Диатомитовые породы ДПМ, по нашему мнению, образовались в условиях мелководного эпиконтинентального морского бассейна в теплом климате. Источником кремнекислоты, необходимой для формирования панцирей диатомей, служили вулканогенные породы, алюмосиликатные минералы и глинистые отложения. Первые в значительном количестве поступали из Карпатского региона. Алюмосиликатные и глинистые минералы сносились с Украинского щита.

Образование «чистых» диатомитов относится к начальной стадии заложения Карпатской складчатой системы, ко времени максимальной вулканической активности, которая зафиксирована прослоями вулканических пеплов и туфов в нижней части разреза диатомитового горизонта.

В дальнейшем, со снижением вулканической активности сокращается количество растворенного в морском бассейне кремнезема. Одновременно возрастает роль терригенного и карбонатного материала в составе диатомитового горизонта. К этому времени относится формирование диатомитово-карбонатной толщи.

В завершающий этап преобладают процессы денудационного сноса с прилегающей суши, разрушения и разложения алюмосиликатных минералов, продукты которых послужили основой образования диатомитово-глинистых пород.

Открытым остается вопрос о пространственно-временном взаимоотношении диатомитовых пород и рифогенных известняков. По мнению некоторых исследователей [1, 6] формирование Приднестровского барьерного рифа относится к

раннему – среднему сармату. Подстилаются рифогенные известняки песками и известняками нижнего сармата и известняками среднего сармата.

Диатомитовые породы в зоне Приднестровского барьерного рифа не обнаружены. За его пределами они залегают на глинисто-карбонатных отложениях как нижнего, так среднего сармата. Прямые взаимоотношения рифогенных известняков и пород диатомитового горизонта не известны. Единичными скважинами [5] диатомитовые породы вскрыты под рифами. Можно предполагать о синхронном образовании рифогенных известняков и диатомитового горизонта или несколько более позднем образовании рифов по отношению к породам диатомитового горизонта. В пользу последнего свидетельствует довольно широкое распространение небольших биогермов в отложениях катериновской толщи, которая относится к среднему сармату.

### Выводы

На территории Республики Молдова широко распространены диатомитовые породы, представленные тремя литолого-фациальными типами: *а) диатомитовым, б) диатомитово-карбонатным и в) диатомитово-глинистым*. По химическому составу (содержанию  $\text{SiO}_2$ ) выделяются три разновидности диатомитовых пород: «чистые» диатомиты ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ ), диатомитовые мергели ( $\text{SiO}_2 - 50-70\%$ ) и диатомитовые глины ( $\text{SiO}_2 < 50\%$ ).

Диатомитовые породы – ценное сырье, используемое в промышленности стройматериалов, электротехнической, для очистки различных веществ и пр. Однако технологические свойства диатомитовых мергелей и глин, имеющих площадное распространение, практически остаются не изученными. Необходимы комплексные исследования этого сырья с целью определения возможности его практического использования.

### Литература

1. Букатчук П.Д., Конев Ю.М., Покатилов В.П. и др. О расчленении пород среднего сармата к западу от Кишиневско-Каменской рифовой гряды. Геологическая структура и рельеф Молдавии. Кишинев, Штиинца, 1979, с. 34-48.
2. Выржиковский Р.Р. Геологический очерк Автономной Молдавской ССР. Изд. Упр. Отд. Геол. Ком., вып. 10, 1927.
3. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям кремнистых пород (диатомит, спонголит, трепел, опока). М., 1984. 35 с.
4. Кремнистые породы СССР. Казань. Тат. Книж. Изд. 1976. 411 с.
5. Одинок Н.Г. Отчет о поисках активных минеральных добавок для цементной промышленности на Резинском П месторождении цементного сырья в Резинском районе МССР. Дубоссары, 1982. 123 с.
6. Саянов В.С. Рифогенно-онкоидные образования среднего сармата приднестровских районов Молдавской ССР. Изв. Молд. Фил. АН СССР, № 12 (66). Кишинев, Штиинца, 1959, с. 35-53.

*Дата поступления в редакцию – 5 мая 2011*

УДК. 56 (116.2).564.: 3 (477.74)

*Гребенщикова Н.В.\**

## **Новые и редкие виды моллюсков из байоса (юра) Днестровско-Прутского междуречья**

### **Rezumat**

*În articol sunt descries specii rare și noi de moluște bivalvia din depozitele baiosice ale depresiei Predobrogene. Depistarea acestei faune mărturisește despre legăturile strânse a teritoriului interfluviului Nistru-Pрут cu bazinul European de vest. Prezența acestei faune în depozitele baiosice permite utilizarea cu siguranța a faunei de moluște la cercetările stratigrafice și paleomagnetice.*

### **Резюме**

*В статье описаны новые и редкие виды мелкомерных моллюсков из байосских отложений Преддобруджского прогиба. Находки этой фауны свидетельствуют о широких фаунистических связях территории междуречья Днестр-Прут с западно-европейскими бассейнами. Наличие этой фауны в байосских отложениях позволяет надёжно использовать мелкомерную фауну при стратиграфических и палеогеографических исследованиях региона.*

### **Введение**

Юрские отложения Днестровско-Прутского междуречья очень богаты остатками ископаемой фауны. Благодаря тому, что отложения юры на протяжении многих лет были объектом поисков углеводородного сырья, они были вскрыты многочисленными скважинами. Это позволило изучить многие группы ископаемой фауны. В последние годы нами изучаются мелкомерные группы ископаемых организмов, которые представлены двустворчатыми и брюхоногими моллюсками, члениками криноидей, червями, мшанками, иглами ежей и другими, которые отображают богатство биоценозов байосского бассейна междуречья Днестр-Прут.

Основной комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков нами изучены, описаны и изображены в предыдущих работах [1, 2].

В последнее время наша коллекция пополнилась новыми и ранее не известными в юрских отложениях междуречья двустворчатыми и лопатоногими моллюсками.

Преддобруджский юрский прогиб в байосское время являлся одним из путей миграции фауны из юры Западной Европы в Крымско-Кавказские бассейны. Как показали предыдущие исследования [3, 4, 1, 2], мелкомерная фауна байоса Днестровско-Прутского междуречья, особенно гастроподы, идентичны с комплексами из одновозрастных отложений Днепровско-Донецкой впадины.

---

\* ПГУ им. Т.Г. Шевченко, г. Тирасполь

### Материалы и методы

Изученная фауна мелкомерных моллюсков позволяет сопоставлять байоские отложения Преддобруджского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, как фациальном так и стратиграфическом отношениях.

Описываемая нами в данной работе фауна свидетельствует о тесных фаунистических связях с Западно-Европейскими бассейнами. Всё это позволяет надёжно использовать мелкомерную фауну при стратиграфических и палеогеографических исследованиях региона.

### Результаты и обсуждение

Тип	MOLLUSCA
Класс	BIVALVIA
Отряд	HETERODONTA
Надсемейство	CRASSATELLIDEA Ferussac, 1822
Семейство	CRASSATELLIDAE Ferussac, 1822
Род	Crassivēnius gen.nov.

Типовой вид. *Crassivēnius cornutum* sp. nov.

Диагноз. Раковина маленькая, равностворчатая. Макушка срединная. Наружная скульптура из концентрических рёбер разделённых широкими промежутками. На рёбрах расположены остроугольные бугорки. Внутренняя поверхность гладкая. Зубной аппарат состоит из двух кардинальных зубов с хорошо выраженной поперечной струйчатостью.

Видовой состав. Род монотипический. Известен один вид из верхнего байоса (зона G.garantiana) Днестровско-Прутского междуречья.

Сравнения и замечания. По строению замочного аппарата сближается с представителями семейства Crassatellidae Ferrusac, 1821. По характеру скульптуры не имеет сходства среди представителей семейства.

*Crassivēnius cornutum* Grebentschikova sp. nov.

Таб.1 Фиг. 1 - 3

Голотип. *Crassivēnius cornutum* sp. nov. коллекция Р.Г., № 175. Средняя юра Днестровско-Прутского междуречья. Верхний байос (зона G.garantiana).

Материал. Несколько неполных левых и правых створок.

Описание. Раковина по-видимому маленькая, равностворчатая. Примакушечные края прямоугольные, расходящиеся под равными углами. Макушка занимает срединное положение.

Размеры в мм: h = 6,75; l = 8,00.

Очень своеобразна наружная скульптура. Она состоит из пяти сохранившихся концентрических рёбер, очень тонких и чётких, разделёнными широкими, в 6-7 раз шире рёбер, и промежутками.

Рёбра расположены ступенчато и слегка приподняты в сторону макушки. На рёбрах расположены довольно остроугольные и выступающие бугорки (шипы). Бугорки на рёбрах располагаются упорядоченно, так что в общем плане образуют радиальную скульптуру. Таких радиальных бугорков пять (по количеству концентрических рёбер). Концентрические рёбра между бугорками располагаются

прямолинейно и в месте соединения с бугорками образуют тупой угол. Межрёберные промежутки гладкие.

Внутренняя поверхность гладкая. Зубной аппарат хорошо выражен и состоит из двух кардинальных зубов. На внутренней и внешней поверхности зубов хорошо выражена поперечная струйчатость.

Скульптура правой створки аналогична левой. Хорошо сохранился зубной аппарат. Он состоит из одного широкого зуба, имеющего лёгкую вогнутость в центре нижней части. Передняя ветвь более длинная и более тонкая. Внутренняя поверхность зуба отделена от створки глубокими выемками, сужающимися к макушке. Края выемок покрыты с обеих сторон поперечной струйчатостью, аналогичной левой створке. Края зуба с внутренней стороны из-за струйчатости зазубрены. Выемкам на правой створке соответствуют два кардинальных зуба левой створки.

Сравнения и замечания. Нам не известны среди двустворчатых моллюсков раковины с такой характерной наружной скульптурой. К надсемейству *Astartaeidea* данную форму относим условно, по строению замочного аппарата. Вертикальная насечка на зубном аппарате характерна для семейства *CRASSATELLIDAE* Feryssac, 1821 [5].

Своеобразие этой формы заслуживает её описания и изображения.

Местонахождение. Днестровско-Прутское междуречье. Погруженный склон ВЕП. Верхний байос, зона *G. garantiana*. Скв.332, инт.1000-995м; скв.307, инт.1130-1117м.

Род *Sphaeriola* Stoliczka, 1870  
*Sphaeriola crassicosta* (Orbigny, 1849)

Табл. 1 Фиг. 4, 5

1867. *Corbis* (*Sphaera*) *crassicosta* Laube (*Die Bivalven...*, стр. 38, табл. 3, фиг. 5,6).

Материал. Левая и правая створки, возможно одного экземпляра. Левая створка полной сохранности, правая с обломанной макушкой.

Описание. Раковина равностворчатая, равносторонняя, округлая, вздутая. Макушка центральная, возвышающаяся над замочным краем и слегка повернута вперёд.

Размеры в мм:  $h = 1,9; 1,9; l = 2; 2$ .

Наружная поверхность покрыта 9 тонкими, хорошо выраженными концентрическими рёбрами, разделёнными промежутками в 4-5 раз шире рёбер. Два нижних ребра разделены промежутками более широкими и сами рёбра более выступающие над поверхностью. В межрёберных промежутках наблюдаются тонкие концентрические штрихи. Внутренняя поверхность гладкая.

Замочный аппарат на левой створке состоит из хорошо выраженного ложковидного и горизонтально расположенного кардинального зуба и двух продольных ямок с обеих сторон. Внутренняя поверхность зуба покрыта 6-7 параллельными насечками и 14-15 таких же насечек в ямках.

Правая створка неотличима от левой ни по форме, ни по скульптуре. Замочный край полностью не сохранился. Но по краям развиты два продолговатых зуба, тонких, которым соответствуют ямки левой створки.



Сравнения и замечания. Наибольшее сходство нашей формы наблюдается с приведенными Г. Лаубе (G. Laube), 1867, стр.38, табл. 3, фиг. 5,6) [11] Corbis (Sphaera) crassicosta Orbigny. Отличие заключается в несколько меньшего числа (9) концентрических рёбер у наших экземпляров. Число рёбер у форм G. Laube так же не равно. На фиг.5 оно больше, чем на фиг.6.

От типового вида *Cardium madridi* Archia, 1843, приведённого у Morris et Lycett (1853, стр.71, табл. 7, фиг.14) [7] отличается более округлыми формами и менее густой скульптурой. По этим же признакам отличается и от *Corbis obovata* Laube (1867, стр.38, табл. 3, фиг. 7). G. Laube, 1867, стр. 38, отнёс свою форму к роду *Corbis*, подрода *Sphaera* Sowerby, 1823. Нами наша форма относится к роду *Sphaeriola* Stolicika, 1870, так как кардинальный зуб удлинённый и почти горизонтальный, что является родовым признаком. (см. Основы палеонтологии. Моллюски – панцирные, двустворчатые, лопатоногие, 1960, стр. 115) [5].

Распространение. Днестровско-Прутское междуречье. Погруженный склон ВЕП. Верхний байос, зона *G. garantiana*. Скв. 307, инт. 1124 – 1117 м.

Надсемейство *Lucinaceinae*  
Семейство *Corbidae* Dalf, 1901  
Род *Schafhäutlia* Cossmann, 1897  
*Schafhäutlia* sp.?

Табл. 1 фиг. 6, 7.

Материал. Две маленькие раковины хорошей сохранности.

Описание. Раковина округлая, равностворчатая, почти равносторонняя, выпуклая. Основная выпуклость приходится на примакушечную область. К нижнему и боковым краям раковина выполаживается и становится тонкой. Створки смыкаются очень плотно и образуют острые края которые особенно чётко протягиваются через щиток почти до макушки. Макушки острые соприкасающиеся и слегка повёрнуты вперёд.

Размеры в мм:  $h = 0,67$ ;  $l = 0,67$ .

Скульптура представлена многочисленными неравномерно расположенными линиями нарастания. В нижней части раковины, на обеих створках, наблюдается чёткий концентрический перегиб, который отделяет выпуклую часть раковины от относительно более тонкой части раковины.

Сравнения и замечания. Невозможность изучить строение замочного аппарата, не позволяет отнести нашу форму достоверно ни к одному роду *Bivalvia*. По морфологии наружной поверхности раковины: выпуклости створок, строению макушек, скульптуре, наша форма близка к *Schafhäutlia mellingi* (Hauer) [5], а так же *Sch. pliensbachiana* Shurygin [6].

Близка наша форма и к *Lucina crassa* Sowerby, *L. rotundata* Roemer, *L. bellona* Orbigny изображённых и описанных [7]. Однако представители рода *Lucina* широко распространённых в отложениях средней юры Крыма и Большого Балхана [8, 9, 10] совершенно не встречаются в юрских отложениях Днестровско-Прутского междуречья (Романов, 1973).

Местонахождение. Днестровско-Прутское междуречье. Погруженный склон ВЕП. Верхний байос, (зона *G. garantiana*). Скв.307, инт.1130- 1124 м; скв.309, инт.1205-1195 м.

Класс SCAPHOPODA

Семейство Dentalidae Gray, 1847

Среди пород верхнего байоса погруженного склона Восточно-Европейской платформы, совместно с мелкомерной фауной двустворок и гастропод часто встречаются разрозненные остатки представителей семейства Dentalidae Gray. Раковины их очень тонкие и хрупкие, поэтому при отмывке раковины их не сохраняются полностью. Судя по разрозненным частям, полные экземпляры по размерам к мелкомерной фауне не относятся. Обломки этой фауны позволяют различать два вида, относящихся к различным родам. Нами уделяется внимание этой группе фауны потому, что из среднеюрских отложений территорий юга бывшего СССР она не описана. Кроме того, скафоподы служат индикаторами нормальной солёности бассейнов [5]. Таким образом, их частые находки в отложениях верхнего байоса Погруженного склона ВЕП, наряду с другими стеногалинными группами фауны свидетельствуют о том, что позднебайосский бассейн Днестровско-Прутского междуречья был нормально солёным.

Род *Antalis* H. et A. Adams, 1854

*Antalis filicauda* (Quenstedt, 1858)

Таб. 2 фиг. 1 - 5

1858. *Dentalium filicauda* Quenstedt. Der Jura, стр.484, табл.44, фиг.7,8.

Материал. Три обломка апикальной части раковин.

Описание. Раковина маленькая, изогнутая, сужающаяся у апикального отверстия. Сечение раковины округлое. Раковина хорошо скульптурирована. Скульптура представлена продольными рёбрами, которые по величине не одинаковы. Среди пары более крупных располагается более тонкое ребро не достигающее до апикального края. Таким образом, к переднему краю число рёбер вдвое больше чем у апикального края. Помимо продольных рёбер вся раковина покрыта густой концентрической струйчатостью. Струйки очень тонкие и разделены ещё более узкими промежутками. При пересечении с продольными рёбрами образуется очень тонкая зернистость, заметная только под микроскопом.

Сравнения и замечания. Единственный вид, с которым мы можем сравнить нашу форму, это *Dentalium filicauda* Quenstedt [13], описанный из отложений средней юры Германии. Они сходны по форме раковины и скульптуре.

Распространение. Средняя юра Германии. Бурая юра (доггер) по Ф. Квендштедту (1858), что соответствует верхнему тоару—аалену. Днестровско-Прутское междуречье. Верхний байос (зона *G. garantiana*).

Местонахождение. Днестровско-Прутское междуречье. Погруженный склон ВЕП. Верхний байос (зона *G. garantiana*). Скв. 307, инт. 1117-1007м.

Род *Laevidentalium* Cossmann, 1888

*Laevidentalium* aff. *entaloides* (Deslongchamps, 1842)

Таб. 2 фиг. 5 - 12

Материал. Частые разрозненные обломки раковин, отмывые из одного образца керна.

Описание. Обломки раковин свидетельствуют, что это была относительно «длинная», изогнутая, узкоконическая раковина, сужающаяся у апикального отверстия. Сечение раковины округлое.

Скульптура на раковине представлена только концентрическими линиями нарастания. Они равномерные и образуют густую сеть. Линии не рваные, они от выпуклой стороны раковины слегка изгибаются вниз, к вогнутой стороне.

Сравнения и замечания. Наиболее близка по форме раковины и скульптуре наша форма к *Dentalium entaloides* Deslongchamps, описанной и изображенной у Lucett (1863, стр. 28, табл. 31, фиг.11) [12].

Изображения (рисунки) приводимые другими авторами менее качественные. Отсутствие в нашей коллекции более или менее полного экземпляра не позволяет отождествлять эти формы. Вид *Laevidentalium entaloides* (Desl.) распространён в средней юре Англии, Франции, Германии.

Местонахождение. Днестровско-Прутское междуречье. Погруженный склон ВЕП. Верхний байос (зона *G. garantiana*). Скв. 307, инт. 1124-1000м; скв.349, инт.1208-1195м.

### Выводы

Изучение мелкомерной фауны является новым направлением в палеонтологии.

Из-за малых размеров она хорошо извлекается из керна скважин. Её изучение расширяет наши знания о палеобиоценозах прошлых геологических эпох, позволяет использовать её при стратиграфических расчленениях и корреляциях, а так же палеобиогеографических реконструкциях.

### Литература

1. Гребенщикова Н. В. Некоторые виды *Bivalvia* из верхнего байоса (юра) Днестровско-Прутского междуречья. *Mediul Ambient*, nr.6 (42) Decembrie, 2008. Chișinău, p.8 – 12.
2. Гребенщикова Н.В. Мелкомерные гастроподы верхнего байоса Днестровско-Прутского междуречья . *Mediul Ambient*, nr. 1 (43), Februarie, 2009, Chișinău, p. 6–10.
3. Романов Л. Ф. Юрские морские двустворчатые моллюски междуречья Днестр-Прут. Кишинев, 1973, 228с.
4. Петрова Г.П. Пластинчатожаберные. // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. VIII. Нижний и средний отделы юрской системы. М., Госгеолгиздат, 1949. С. 116-162.
5. Ямниченко И. М. Мелкомерные гастроподы юрских отложений Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова думка», 1987, 176 с.
6. Основы палеонтологии: Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Моллюски – панцирные, двустворчатые, лопатоногие. // Отв. ред. А. Г. Эберзин. М., Изд-во АН СССР, 1960, 384 с.
7. Шурыгин Б. Н. Биогеография, фауна и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск, «Гео», 2005, 155 с.

8. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие и пластинчатожаберные лейаса и нижнего доггера Тетиса в пределах СССР (Крыма и Кавказа).// Монографии по палеонтологии СССР. т.XIVIII. Л.; М.: ОНТИ, НКГП СССР, 1937 – 48, вып. 1, 1-85 с.
9. Сибирякова Л.В. Среднеюрская фауна моллюсков Большого Балхана и её стратиграфическое значение. // Труды ВСЕГЕИ, новая серия, Л., «Госголтехиздат», 1961, 234 с.
10. Петрова, 1947
11. Laube G. G. Die Bivalven des Braunen Jura von Balin // Denksch. D.k. Akad. Der Wiss. Math. Natur. Classe. Wien, 1867. Bd. 27. s. 11 – 61.
12. Lycett J. Supplementary monograph on the Mollusca from the Stonesfield Slate, Great Oolite, Forest Marble, and Cornbrash // Palaeontolog. Sec. (Monogr.). London, 1863. 129p .
13. Morris J., Lycett J.A monograph of the mollusca from the Great Oolite. Palaeontograph Soc. London, 1850 - 54. Part. 1, 2, 3.
14. Quenstedt F. A. Der Jura. - Tübingen, 1858, 842 s.

### Объяснение к таблицам

#### Таблица 1

1- 3 - *Crassivënius cornutum* Grebentschikova sp. nov.

Фиг. 1 – х 4, левая створка; фиг. 1а – то же с внутренней стороны;

фиг. 1б – х 6,5, строение замочного аппарата правой створки.

Фиг. 2 – х 4, фрагмент левой створки, фиг. 2а – то же с внутренней

стороны; фиг. 3 – х 4 фрагмент правой створки, фиг. 3а – х 4 то же с

внутренней стороны. Фиг. 1 – скв. 349, инт. 1995м; фиг. 2 – скв. 307, инт.

1117 – 1109 м; фиг. 3 – скв. 307, инт. 1130 – 1117 м.

4, 5 - *Sphaeriola crassicosta* (Orbigny, 1849)

Фиг. 4а – х 10, левая створка с внутренней стороны; фиг. 4 – то же с

наружной стороны; фиг. 5а – х 10, правая створка с внутренней

стороны; 5 – то же с наружной стороны. фиг. 4, 5 – скв. 307, инт. 1124 –

1117м.

6, 7 – *Schafhäutlia* sp.?

Фиг. 6 – х 13, левая створка; фиг. 6а – то же правая створка;

Фиг. 7 – х 13, левая створка; фиг. 7а – то же правая створка..

Фиг. 6 – скв. 349, инт. 1205 – 1195м; фиг. 7 – скв. 307, инт. 1130 – 1124 м.

**Таблица 2**

1 – 4 - *Antalis filicauda* (Quenstedt, 1858)

*Фиг. 1* - апикальная часть раковины, *фиг. 1a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 2* – апикальная часть раковины, *фиг. 2a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 3* – апикальная часть раковины, *фиг. 3a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 4* - апикальная часть раковины, *фиг. 4a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 1* – скв. 307, инт. 1117 – 1112 м; *фиг. 2 – 4* – скв. 307, инт. 1007 – 1000м.

5 – 10 – *Laevidentalium aff. entaloides* (Deslongchamps, 1842)

*Фиг. 5* - апикальная часть раковины, *фиг. 5a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 6* - апикальная часть раковины, *фиг. 6a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 7* - апикальная часть раковины, *фиг. 7a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 8* - апикальная часть раковины, *фиг. 8a* – то же с другой стороны;

*Фиг. 9* - часть раковины с разных сторон

*Фиг. 10* - часть раковины с разных сторон

*Фиг. 11* - часть раковины с разных сторон

*Фиг. 12* - часть раковины с разных сторон

*Фиг. 5* – скв. 307, инт. 1117 – 1112 м; *фиг. 6 – 12* – скв. 307, инт. 1007 – 1000м. Таблица 2 – х 3.

Таблица 1

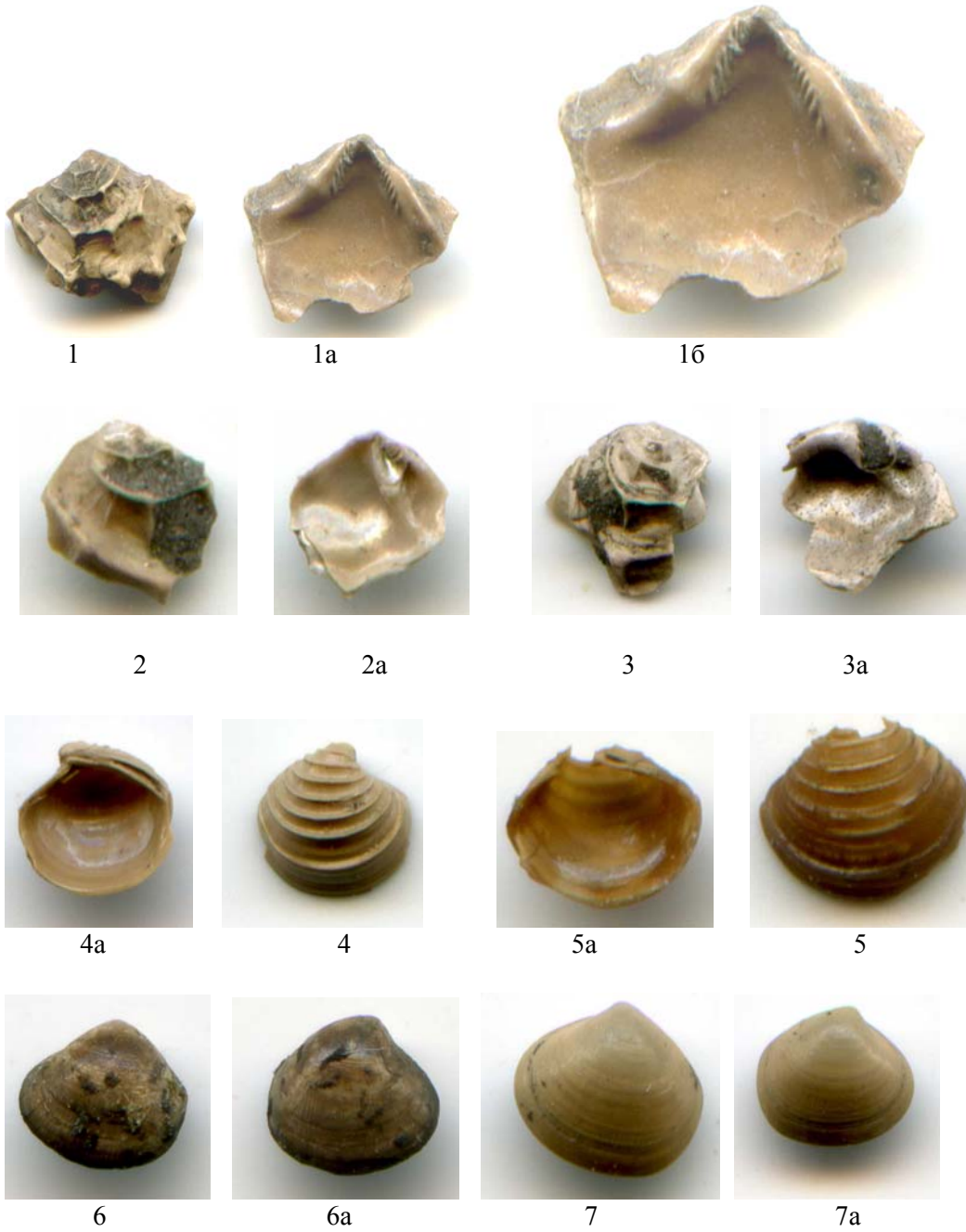
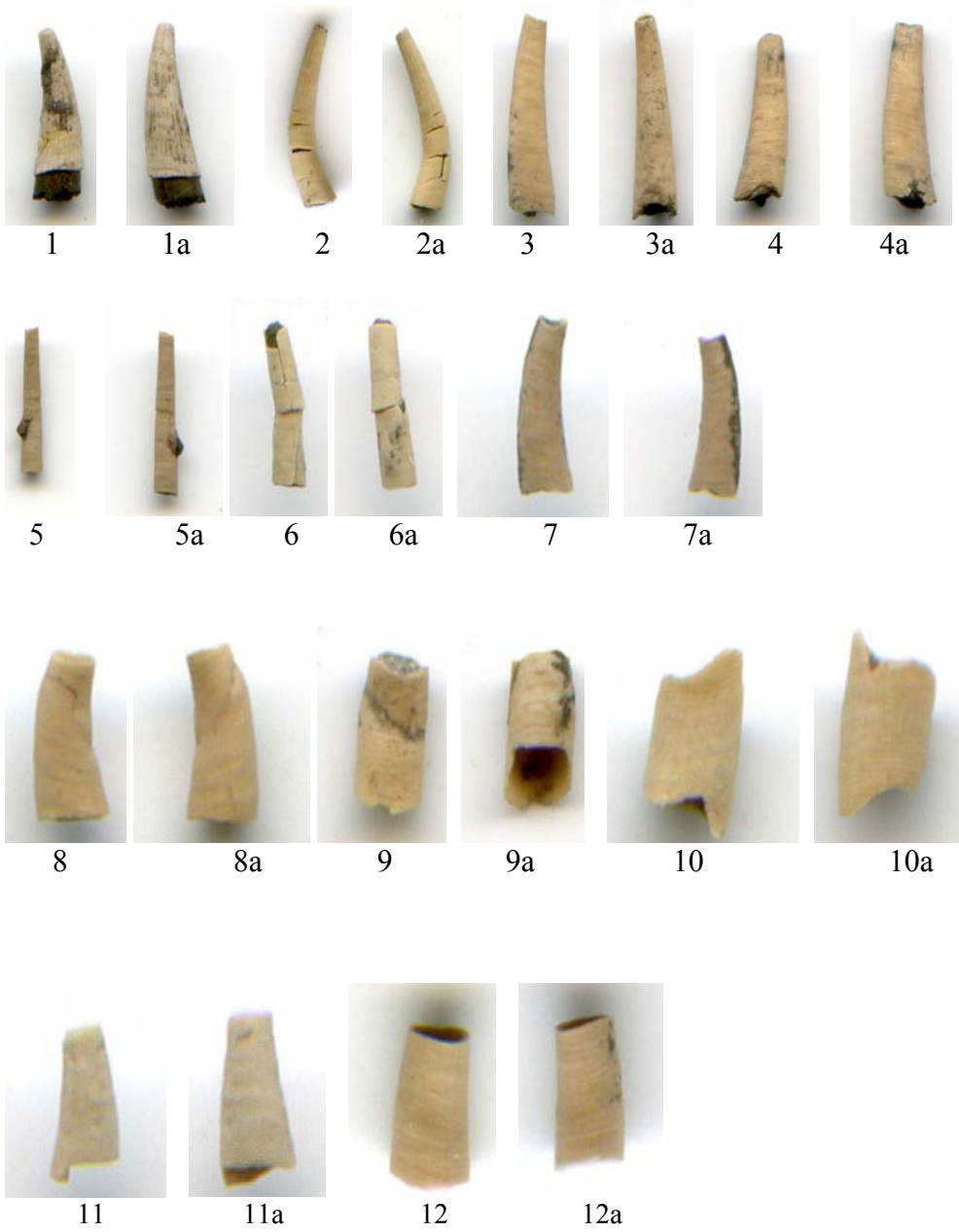


Таблица 2



УДК 551.31.233:552

Алексеев В.Е.<sup>2</sup>

## Гипергенез, возраст черноземов, кор выветривания и покровных отложений водоразделов Молдовы

### Abstract

*For the first time there were studied hypergenic processes in cover deposits of watersheds of Moldova. Reliability of the existing processes has been proved by comparative investigations of hypergenic transformations of mineralogy in two parallel subtype series (western and eastern) of chernozems, which demonstrated coincidence of their common direction. The changes go by eluvial type.*

*Processes of weathering and soil formation on the territory of modern Moldova has been continuously going for the last 6-9 million years. It was shown, that mineral material of the cover deposits was inherited from rocks of planation surfaces of the late Miocene and Pliocene, which mainly in Pleistocene experienced loessification, which also affected indigenous rocks of the tops of watersheds. Aeolian process took no considerable part in formation of cover deposits. It was established that active age of mineralogical profiles of modern chernozems of Moldova's watersheds and genetically linked with them weathering crust is measured by 20-40 thousand years in its southern part and 40-70 thousand years in the northern one. This proves that the tops of watersheds had not preserved the original state of rocks belonging to the ancient planation surfaces. Despite classic views it was found that nucleation and formation of the mineralogical profiles of chernozems and weathering crusts on surface rocks occurred not in Holocene, but in the upper Pleistocene, that at the same time indicates to polygeneticity of the chernozems themselves. Huge break between duration of the hypergenic processes on the given territory and the age of real mineralogical profiles of automorphic chernozems and weathering crusts is explained by geological denudation of cover deposits on watersheds.*

*Formation of modern mineralogical profiles of these deposits is integral result of climate action, time and mechanical geological denudation. Proportion in action of these factors in the upper Pleistocene and Holocene combined in such a way that climatic factor or chemical weathering outstripped the mechanical denudation of flat interfluves of watersheds, while time played role of a factor of going processes. Immature weathering crusts are formed on slopes of watersheds due to increased denudation.*

*It was established that chernozem as a type and its subtypes are genetically linked with silicate weathering crust of the corresponding to each subtype degree of maturity, and these changes are irreversible. To each automorphic soil corresponds its silicate weathering crust. The age of the weathering crust is equal to the age of mineralogical soil profile. The observed in nature absence of ideal soil zonation on relatively flat territories in climatic zone with similar rocks can be explained by action of block neotectonics, and also by different age of watershed surfaces.*

*In formation on the north of Moldova of more mature weathering crusts significant antidenudation role could be played by vegetation at all times of different epochs of soil formation, more expressed in the north than in the south. In Moldova's conditions the age of watershed weathering crust can't be used for determination of the age of surface deposits and cannot be opposed to the dating of geologists by rock stratification due to its rejuvenation as a result of continuous geological denudation. Polynov's view of possibility of formation of allitic weathering*

---

<sup>2</sup>Институт Почвоведения, Агрохимии и Защиты почв им. Н.А. Димо, Молдова



*crust in any climate, for a sufficiently long period of time, in some additional conditions do not contradict to our obtained data on hypergenic changes of deposits on watersheds of Moldova.*

### **Rezumat**

*Această lucrare reprezintă primul studiu al proceselor hipergene ce evoluează în depozitele de suprafață de pe cumpenele de ape ale Moldovei. Fiabilitatea proceselor studiate a fost confirmată prin cercetarea comparativă a transformărilor hipergene în compoziția mineralogică ce au loc în două serii paralele de subtipuri ale cernoziomurilor (de Vest și de Est), în care transformările menționate au manifestat coincidență în ceea ce privește orientarea legităților generale. Modificările evoluează pe tip eluvial.*

*Procesele de alterare și pedogeneză pe teritoriul Moldovei de astăzi au loc în continuu pe parcursul ultimilor 6-9 milioane ani. S-a demonstrat că materialul mineral al depozitelor de suprafață este derivat din rocile suprafețelor de aplanare ale Miocenului târziu și Pliocenului, care în special în perioada Pleistocenului a obținut un caracter loessoidal, proces care a afectat și rocile de temelie ale topurilor cumpenelor de apă. Procesul eolian nu a avut un aport esențial în formarea depozitelor de suprafață. S-a stabilit că vârsta profilurilor mineralogice de vârstă activă ale cernoziomurilor contemporane de pe cumpenele de ape ale Moldovei și ale scoarței de alterare genetic legate de acestea se apreciază în limitele 20-40 mii de ani în partea sudică și, respectiv, 40 – 70 mii de ani în cea nordică. Astfel, am obținut dovezi că topurile cumpenelor de ape nu au menținut intacte rocile inițiale ce aparțin vechilor suprafețe de aplanare. Contrar ideilor clasice s-a constatat că conceperea și formarea profilurilor mineralogice ale cernoziomurilor și scoarțelor de alterare pe depozitele de suprafață au avut loc nu în Holocen, dar în Pleistocenul superior, ceea ce indică în același timp, la caracterul poligenic al cernoziomurilor. Diferență considerabilă între durata proceselor supergene pe teritoriul dat și vârsta profilelor mineralogice reale ale cernoziomurilor automorfe și scoarțelor de alterare este explicată prin denudarea depozitelor de suprafață pe seama proceselor geologice ce au loc pe cumpenele de ape.*

*Formarea profilelor mineralogice contemporane ale acestor depozite este rezultatul acțiunii integrate a climei, denudării geologice mecanice și timpului. Relația dintre acești factori în Pleistocenul superior și Holocen era de așa o natură, încât factorul climatic sau alterarea chimică depășea denudarea mecanică a suprafețelor cvasi-orizontale ale cumpenelor de ape, iar timpul a acționat ca multiplicator al acestor procese. Pe pantele cumpenelor de ape din cauza denudării sporite se formează scoarțe de alterare imature.*

*S-a stabilit că cernoziomul ca tip și subtipurile sale sunt genetic legate de scoarța de alterare silică corespunzătoare fiecărui subtip după maturitate, iar modificările survenite sunt ireversibile. Fiecărui sol automorf corespunde scoarța sa de alterare. Vârsta scoarței de alterare este vârstă profilului mineralogic al solului. Observată în natură, lipsa zonalității pedologice ideale pe teritorii relativ plate în aceeași zonă climatică cu aceleași roci poate fi explicată prin influența neotectonică de bloc, precum și de vârsta diferită a suprafețelor cumpenelor de ape.*

*În formarea la Nordul Moldovei unor scoarțe de alterare mai mature un rol important ar putea juca învelișul vegetal, care în orice moment al altor epoci de pedogeneză era mai dezvoltat la Nord decât la sud. În condițiile Moldovei vârsta scoarței de alterare a cumpenei de ape nu poate fi utilizată pentru stabilirea vârstei depozitelor de suprafață din cauza „întineririi” acesteia în rezultatul proceselor de denudare geologică cu caracter de continuă desfășurare și nu poate fi opusă datării geologice după coloana stratigrafică a rocilor. Conceptul lui Polánov cu privire la eventuala formare a scoarței de alterare de tip allitic în orice climat, având la dispoziție suficient timp și în anumite condiții complementare nu intră în contradicție cu datele noastre privind modificările supergene în depozitele de suprafață de pe cumpenele de ape ale Moldovei.*

## Резюме

*Заключительное сообщение по результатам впервые проведенных исследований гипергенных процессов в покровных отложениях водоразделов Молдовы. Установлены элювиальный тип изменения минеральной основы, возраст почв и кор выветривания, время зарождения минералогических профилей, роль климата, времени, механической геологической денудации, неотектоники и растительности в их образовании. Акцентировано внимание на генетической связи подтипов чернозема с силикатными корами выветривания определенных степеней зрелости, необратимости произошедших изменений и ограничении использования возраста кор выветривания для установления возраста покровных отложений водоразделов.*

## Введение

Это сообщение является заключительным из серии публикаций по исследованиям гипергенных процессов в покровных отложениях водоразделов Молдовы, осуществленных в 2006-2010 годах [1-9]. Главной их целью являлось изучение направленности минералогической и геохимической трансформации силикатной части этих четвертичных образований под влиянием процессов выветривания и почвообразования, в частности, черноземного почвообразования. Впервые исследования проведены методом рентгеновской дифрактометрии с количественной оценкой состава основных породообразующих тектосиликатов и глинистых минералов. Такого рода исследования в Молдове не проводились, если не считать отдельные сведения по минералогии террасовых отложений со стратиграфическими целями, полученные в разное время разными авторами и в основном с помощью оптической микроскопии. Они, как правило, ограничивались перечислением минералов легкой и тяжелой фракций, иногда с указанием примерного их содержания. Аналогичная ситуация сложилась и с глинистыми минералами [10-17]. Подобные сведения по покровным образованиям водоразделов нам вообще не известны. Слабая изученность минералогии четвертичных отложений отмечалась и ранее [18]. На крайнюю необеспеченность минералогическими анализами лессовых отложений долин Днестра и Прута указывают также авторы относительно недавних публикаций по четвертичной палеогеографии региона [19,20]. Вместе с тем совершенно очевидна необходимость развития минералогических исследований, основанных на количественном анализе, поскольку они однозначно указывают на происходящие процессы и открывают большие перспективы к познанию истории и происхождения четвертичных отложений республики (и не только их), сыгравших и играющих важную роль в почвообразовании, геохимии и экологии прошлых и современных ландшафтов. При этом изучение истории четвертичных отложений должно тесно сопрягаться с изучением погребенных почв.

Проведенные нами исследования позволили установить объемы выветривания основных породообразующих силикатов [7], а на их основе и объемы выноса оксидов главных макроэлементов [8]. Обзор литературы по объемам выноса кремния из почв различных климатических обстановок, в том числе из почв степных и лесостепных ландшафтов, дал возможность впервые с достаточной

определенностью говорить о возрасте минералогических профилей черноземов водоразделов Молдовы [9, 21].

Теоретически, на любой вновь возникающей поверхности геологических отложений (пород) начинается процесс почвообразования, а вместе с ним процесс выветривания минералов и формирования минералогического профиля почвы и коры выветривания. Поэтому после установления тем или иным способом возраста минералогического профиля почвы, формирующейся в автоморфных условиях, появляются предпосылки для суждения о возрасте почвообразующей породы или времени ее образования. Наши исследования относятся к покровным отложениям водоразделов. В отношении них еще в середине прошлого века было ясно сказано, и ситуация с тех пор не изменилась, что изучение этих отложений, еще в большей степени, чем таких же отложений склонов долин, со стороны стратиграфии и возраста чрезвычайно затруднено [18,22]. Причина в очень слабой их палеонтологической охарактеризованности. Поэтому положение «немых» покровных образований водоразделов в стратиграфической схеме Молдовы показано условно. В возрастном отношении они датируются как плиоцен-четвертичные [22]. Такая временная вилка, понятно, чрезвычайно велика. В этих условиях любая новая информация о возрасте лессовых покровных отложений водоразделов, полученная другими возможными методами, представляет большой научный интерес. Как показали проведенные нами исследования, задача может быть решена через установление потерь силикатных минералов в профиле выветривания названных отложений, произведенное с помощью количественного рентген-дифрактометрического анализа, и привязанное к модулям выноса кремнезема в определенных климатических условиях.

Целью этого сообщения является продолжение анализа данных по гипергенным преобразованиям и возрасту минералогических профилей черноземов под углом зрения применимости их для установления возраста черноземов, кор выветривания, с которыми они генетически связаны, и покровных отложений водоразделов Молдовы.

### **Объекты и методы**

Еще раз напомним, что минералогические исследования черноземов водоразделов проведены по четырем зонам увлажнения с гидротермическими коэффициентами (ГТК) 0,50-0,55, 0,60-0,65, 0,65-0,70, 0,70-0,80 (коэффициенты увлажнения по Высоцкому - Иванову). В каждой зоне на наиболее распространенном в ней подтипе чернозема закладывалось по четыре разреза. В первых двух южной части республики таковыми стали черноземы обыкновенные, в третьей - типичные, в четвертой – выщелоченные черноземы. Почвообразующими породами изученных почв на юге Молдовы, как было показано ранее [5-8], явились ниже-верхнечетвертичные делювиально-элювиальные лессовидные отложения, в центральной и северной части - верхнечетвертичные делювиально-элювиальные отложения того же габитуса. Учитывая принадлежность разрезов к ровным участкам водоразделов или террас, почвообразующие породы следует рассматривать как сугубо элювиальные образования.

В связи с тем, что по четырем разрезам каждой зоны были получены сходные результаты, а весь аналитический материал из-за его большого объема поместить в статью невозможно, в дальнейшие исследования, начиная с публикации [6], был

включен только один разрез из четырех, но геоморфологически расположенный наиболее строго, т.е. принадлежащий к платообразному водоразделу, что позволяет максимально учесть местные климатические условия и местный потенциал почвообразования. В этом сообщении анализ результатов исследования продолжен на той же серии разрезов, что и в публикациях [6-9]: от обыкновенных черноземов юга это разрез 1 (Тараклийский р-н, плато, абс. выс. 100 м), от обыкновенных черноземов более северного размещения – разрез 30 (Теленештский р-н, плато, абс. выс. 170 м), из типичных черноземов – разрез 50 (Рышканский р-н, плато, абс. выс. 236 м), выщелоченных – разрез 85 (Единецкий р-н, плато, абс. выс. 256 м). По ходу анализа будут привлечены аналогичные данные по таким же черноземам, но изученным нами ранее [21].

Методика аналитических работ и расчетов описана в предыдущих публикациях [1-8].

### **Результаты и обсуждение**

Как следует из последнего сообщения [9], расчетный возраст минералогических профилей по подтипам черноземов в 2-7 раз превышает продолжительность голоцена, с которым классическая теория связывает черноземное почвообразование. Эти данные показывают, что начало формирования минералогических профилей черноземов на водоразделах лежит за пределами голоцена, а современными черноземами они унаследованы от более древних эпох почвообразования. Аналогичные результаты нами были получены ранее [21,23], когда исследования были проведены на другой серии разрезов черноземов. Эти опорные разрезы принадлежали к тем, что легли в основу монографии И.А.Крупеникова по черноземам Молдовы [24]. Размещались они преимущественно на водоразделах, примыкающих к долине Прута по линии от Джурджулешт на юге до Единец на севере. Изученные теперь разрезы находятся на линии Тараклия-Теленешты и опять же Единцы, т.е. сдвинутой восточнее к центру Прут-Днестровского междуречья примерно на 20-40 км (таблица). На данный момент можно совершенно определенно констатировать, что общая направленность гипергенной трансформации минералогии черноземов первой (западной) и второй (восточной) серий совпадает. Она развивается по элювиальному типу. Однако имеется и отличие. Оно заключается в том, что карбонатный и обыкновенный черноземы западной серии, размещенные на более высоких абсолютных отметках, характеризовались оглиненностью верхней части профиля, которая у типичного, выщелоченного и оподзоленного черноземов при движении на север постепенно трансформировалась в дефицит глины в этой части профиля по отношению к породе [21]. В обыкновенных черноземах восточной (настоящей) серии черноземов на более низких отметках оглиненность профиля не обнаружена. Наличие оглинения в верхней части профиля в обыкновенных черноземах западной, в отличие от таковых восточной серии, склонны связывать с пребыванием первых на более продвинутой эволюционной стадии трансформации силикатов по профилю. Причина рассмотрена ниже.

Сопоставление возрастов минералогических профилей черноземов одной подтиповой принадлежности западной и восточной серий показало, что они близки между собой, а по типичному чернозему вообще наблюдается полное совпадение

(таблица). Вместе с тем обращает на себя внимание, что черноземы одного подтипа, но размещающиеся на более низких водоразделах, имеют возраст профиля более молодой, чем их аналоги, расположенные выше. Это можно наблюдать по тараклийскому обыкновенному чернозему (27 тыс. лет, абс. высота 100 м) и обыкновенному чернозему из Кирсово (46 тыс. лет, абс. высота 148 м), а также по выщелоченным черноземам близ Единец (один 65 тыс. лет, абс. высота 238 м, другой 74 тыс. лет, абс. высота 256 м). Причина этого явления заключается, по-видимому, в том, что возраст поверхностей выравнивания более низких водоразделов моложе, чем на более высоких, что отразилось и на продолжительности почвообразования на них. Вместе с тем типичные черноземы, принадлежащие разным сериям, при практически равном возрасте профилей (55-западная и 54 тыс. лет - восточная серия) залегают на существенно разных абсолютных отметках (198 и 236 м соответственно). Здесь, по-видимому, следует иметь в виду, что возможны разновозрастные поверхности выравнивания на разных абсолютных отметках в связи с известной в регионе блочной неотектоникой, о чем подробнее будет сказано ниже.

Таблица 1.

## Характеристика двух подтиповых серий черноземов (западной и восточной)

Чернозем	Местоположение	Абсолютная высота, м	Возраст минералогического профиля без учета фитолитов, тыс. лет
Западная серия			
Обыкновенный	Кирсово	148	46
Типичный	Глодяны	198	55
Выщелоченный	Единцы	238	65
Восточная серия			
Обыкновенный	Тараклия	100	27
Обыкновенный	Теленешты	170	42
Типичный	Рышканы	236	54
Выщелоченный	Единцы	256	74

Примечание: для сравнимости возраст минералогических профилей черноземов приведен без учета фитолитов, т.к. в публикации по западной серии почв такие расчеты отсутствовали [21].

Итак, смещение новых объектов исследования на восток отразилось на характере профильных минералогических преобразований черноземов в частности, но сохранило общую их суть в целом. Она заключается в элювиальной природе преобразований. Причина различий в проявлении оглинивания, по-видимому, обусловлена разной длительностью процессов выветривания: оглинивание черноземов западной серии является следствием их большего возраста и в связи с этим более продвинутой стадией процессов выветривания. Снижение топографических отметок размещения водораздельных черноземов сопровождается омоложением их минералогических профилей. Но в силу блочной неотектоники разновозрастные черноземы могут размещаться и на разных абсолютных отметках.

Для более полного представления общей картины происходящих процессов необходимы дополнительные сведения. Территория Молдовы не подвергалась непосредственному воздействию ледника. Даже во время максимального Днепровского оледенения она находилась за его пределами. Чтобы понять, какого происхождения осадочный материал покрывает водоразделы региона, следует сделать краткий экскурс в его геологическую историю. В самом общем виде

главные события неоген-четвертичного времени на территории Молдовы разворачивались в такой последовательности. На севере и в центре после отступления моря на юг в конце среднего сармата образуется позднемиоценовая поверхность выравнивания [25, 26]. С ней связано начало формирования современного рельефа, уходящее в прошлое на 9-13 млн. лет. Образование новой региональной поверхности выравнивания, плиоценовой, относится к периоду отступления понтического моря южнее линии Каушаны-Леово. Произошло это 6-1 млн. лет назад. С этого времени южная часть Молдовы также вступает в континентальный режим. После очередного поднятия в конце плиоцена территория Молдовы представляла собой слабо приподнятую озерно-аллювиальную равнину, наклоненную в юго-восточном направлении, с абсолютными отметками около 20 м и аккумулятивную на юге, и с отметками 100-120 м и денудационную на севере. К этому времени относится закладка современных гидросети и рельефа, основные элементы, которые сформировались в четвертичное время [19,20,26]. В результате тектонического поднятия региона в позднем плиоцене в долинах Днестра и Прута образуются три террасовых уровня. Остальные террасы возникли в четвертичное время. Сложены они лессами и лессовидными суглинками, распространяющимися по тем же уровням на низкие водоразделы и равнину юга. В настоящее время территорию бывшей позднемиоценовой поверхности выравнивания занимают лесные почвы и оподзоленные, выщелоченные и типичные черноземы, территорию плиоценовой поверхности выравнивания – обыкновенные и карбонатные черноземы. В периоды ледниковых эпох и похолодания климата на территории Молдовы, как считается, сохранялись степные и лесостепные ландшафты. Находки останков носорогов, мастодонтов, гиппарионов свидетельствуют о существовании низких степных и лесостепных пространств и в более ранние периоды - в позднем и среднем плиоцене и даже позднем миоцене [25-27]. Вместе с тем имеются указания, что в раннем голоцене развитие почв современной черноземной зоны происходило на территории перигляциальной гиперзоны, биоклиматические условия которой характеризовались как тундрово-степные криоаридные [28-30].

Следуя логике геологических событий, начало почвообразования на территории Молдовы восходит к позднему миоцену. В позднем плиоцене почвообразованием охвачен уже весь регион. В плейстоцене им были освоены террасы по мере их возникновения, в голоцене – современные поймы рек.

Таким образом, в том или ином виде процесс почвообразования на территории республики существует примерно 9 млн. лет. Однако это не значит, что почвы такого возраста сохранились. Хотя фрагменты позднеплиоценового почвенного покрова в виде так называемых слитых и стагниковых черноземов на водоразделах встречаются нередко [31, 32]. Их возраст может измеряться 1-2 млн. лет. Надо сказать, что длительность и эффективность выветривания и почвообразования на данной территории, с поправкой на денудацию, соизмеримы с возрастом и сохранностью элементов рельефа, на которых формировались почвы. Этим хотим подчеркнуть теснейшую связь генезиса и возраста почв региона с историей его неоген-четвертичной геологии.

Черноземы Молдовы образовались в основном на лессовых породах. Происхождение этих отложений до настоящего времени остается дискуссионным. Химизм и минералогия материала лессовых пород указывает на то, что его

источником является не привнесенный извне материал, а коренные алевритовые и глинистые породы позднего миоцена и плиоценовые субэральные образования [20]. С поднятием территории в четвертичное время они подверглись интенсивному эрозионному и денудационному воздействию и эоловому развеванию. Наличие в Молдове лессовых отложений чисто эолового происхождения не подтверждается [17, 20]. Иначе следовало бы ожидать, как справедливо замечают авторы, существенное различие в минеральном составе этих отложений и подстилающих коренных пород, чего нигде не наблюдается. На местные источники материала лессовых отложений указывалось и ранее [33]. Автор [33] вообще исключал в образовании лессовых пород участие региональной эоловой седиментации, считая их продуктом водно-ледниковых и делювиально-пролювиальных процессов. На верхах водоразделов облессованию подвергались коренные несмещенные породы [20].

Таким образом, цепь событий неоген-четвертичного времени приводит к заключению, что материал покровных отложений водоразделов унаследован от пород позднего миоцена и плиоцена, подвергшихся в плиоцене и плейстоцене различным преобразованиям, в том числе облессованию, которое распространялось и на коренные породы верхов водоразделов. Здесь важно подчеркнуть, что лессовые породы водоразделов во многих случаях, а, возможно, и, как правило, представляют собой не привнесенный материал, который позднее подвергся облессованию, а исходные коренные породы, испытавшие на месте то же самое воздействие.

Согласно последней картографии лессовых отложений Молдовы [20], исследуемые нами черноземы на юге сформировались на широко распространенных там эолово-делювиально-элювиальных образованиях среднеплиоценово-плейстоценового возраста, достигающих мощности до 20-25 м. На участие эоловых процессов указывает присутствие примеси пеплового материала. Согласно тому же источнику, в северной части региона они образовались на элювиальных, маломощных, не более 5 м, верхнеплейстоценовых-современных отложениях. Эти данные существенно расширяют диапазон времени образования почвообразующих лессовых пород исследуемых черноземов в сравнении с тем, который нами указывался ранее [1-4]. В этой связи надо заметить, что со временем точность датировки покровных отложений водоразделов не повышалась. Так в конце 60-х годов на юге и севере Молдовы они датировались как плиоцен-четвертичные [22], в конце 70-х соответственно как нижне-верхнечетвертичные и верхнечетвертичные [34], в конце 90-х опять как среднеплиоценово-плейстоценовые и верхнеплейстоценовые-современные отложения [20], что еще раз свидетельствует о недостаточной изученности этих поверхностных образований.

Не подвергая сомнению приведенные выше сведения по генезису и географии лессовых пород на водоразделах юга и севера Молдовы, следует сказать, что они вызывают некоторые вопросы. Маломощность лессовых пород на севере объясняется тем, что он (север) на протяжении длительной геологической истории являлся областью денудации, а юг – областью аккумуляции [20, 26]. После того, как в плейстоцене после поднятия территории сформировалась мощная разветвленная сеть речных долин, прямой перенос материала отложений с севера на юг водным путем стал невозможен, а эоловый, как отмечено выше, не играл

существенной роли. Не отражает ли современная география лессовых отложений то обстоятельство, что перераспределение минерального материала с севера на юг произошло в основном в доплейстоценовый период, а формирование лессовых отложений водоразделов и террас происходило позднее, на протяжении всего плейстоцена, но в местном масштабе и из местного материала. Разобраться в этом вопросе помогли бы исследования погребенных почв на водоразделах юга. На севере, насколько нам известно, в маломощных лессовых отложениях водоразделов погребенные почвы не обнаружены. Другой вопрос связан с тем, что на юге почвообразующими породами черноземов, согласно [20], послужили лессовые отложения среднеплиоценово-плейстоценового возраста, на севере - верхнеплейстоценово-современного возраста, т.е. на юге породы намного древнее, чем на севере. Казалось бы, и минералогические профили выветривания лессовых отложений на водоразделах юга должны быть более зрелые, чем на водоразделах севера. На самом деле все выглядит наоборот, их возраст, как установлено нашими исследованиями, увеличивается в северном направлении.

Возраст минералогических профилей черноземов, как было отмечено, свидетельствует о том, что их формирование началось за пределами голоцена. В исследовании [19] приводится абсолютная хронология палеогеографических этапов антропогена Молдовы, которая позволяет соотнести полученные нами датировки черноземов с вероятным временем зарождения их минералогических профилей. Еще раз подчеркнем, что территория Молдовы не подвергалась оледенению, поэтому почвенный покров ледником не уничтожался. За пределами голоцена на протяжении 125 тыс. лет, времени верхнего плейстоцена, данная территория пережила три теплых периода (наиболее ранний прилукский продолжительностью 45, витачевский – 15 и дофиновский – 24 тыс. лет) и три холодных (удайский – 10, бугский – 10 и причерноморский – 11 тыс. лет). Характер погребенных почв свидетельствует, что в теплые периоды природная обстановка была представлена лесостепными и степными ландшафтами с тенденцией повышения сухости климата к концу верхнего плейстоцена. В холодные периоды процессы почвообразования затухали, происходило формирование лессовых отложений [19]. Их образование шло преимущественно на террасовых уровнях, где и обнаруживаются погребенные почвы. Водоразделы, скорее всего, были областью денудации. Для нас очень важно аналогичное заключение со стороны геологов, которые отмечают, что на водоразделах, где привнос осадочного материала был затруднен, а также на денудационных поверхностях почвы могли развиваться на одной и той же осадочной толще. В таких случаях, как замечено, формировались почвы большой мощности [19]. Возникал так называемый эффект «вложенности» почвенных образований, на что указывают другие исследователи и для других регионов [35]. Без учета фитоцитов расчетный возраст минералогических профилей обыкновенных черноземов восточной и западной серий исследования измеряется 27 и 42-46 тыс. лет (таблица). Если его отнести только к активной стадии почвообразования, то время их зарождения может восходить в первом случае к дофиновскому климатическому оптимуму, по абсолютной хронологии датируемому 21-45 тыс. л.н., во втором - к витачевскому, датируемому 55-70 тыс. л.н. По внешним признакам погребенных почв это время характеризовалось довольно влажным и теплым климатом, более теплым и влажным по сравнению с современным [19]. При тех же условиях начало



образования минералогических профилей типичного и выщелоченного черноземов может быть отнесено к прилукскому времени, по абсолютной хронологии существовавшему на данной территории в интервале 80–125 тыс. л. н. По характеру погребенных почв, как указывают те же авторы, в этот период формировались почвы умеренно континентального климата: бурые и серо-бурые лесные и остепненные (выщелоченные), буро-и серо-коричневые (черноземовидные) и черноземные. Таким образом, возраст минералогических профилей черноземов, хотя и охватывает диапазон времени намного больше продолжительности голоцена, вместе с тем он не превышает времени начала верхнего плейстоцена.

Возникает также вопрос, как следует интерпретировать полученные нами данные по возрасту минералогических профилей современных черноземов на водоразделах Молдовы, как в отношении возраста самих черноземов, так и в отношении возраста кор выветривания, к которым они приурочены, и возраста покровных отложений, на которых сформировались те и другие.

Изначальный выбор в качестве объектов минералогических исследований черноземов водоразделов с целью установления возраста черноземов как таковых, не случаен. Они маркируют самые древние элементы рельефа, которые могут сохранять остатки прежних поверхностей выравнивания, а поэтому привязанные к ним черноземы должны иметь максимальный возраст. Как было показано выше, таковой поверхностью выравнивания на севере выступала позднемиоценовая, а в южной части региона - плиоценовая, существовавших миллионы лет назад. Однако возраст минералогических профилей черноземов на этих геоморфологических позициях, как показали исследования, в лучшем случае достигает времени начала верхнего плейстоцена. При этом возраст профилей увеличивается в северном направлении. Получается, что к их образованию не имеет отношения ни тот факт, что почвообразующие породы на юге древнее, чем на севере, ни, тем более, то, что север Молдовы вступил в континентальный режим на несколько миллионов лет раньше, чем ее юг. Эти данные свидетельствуют о том, что верхи водоразделов не сохранили первоначальные породы, принадлежащие упомянутым выше поверхностям выравнивания.

Рассмотрим детальнее вопрос о возрасте современных черноземов. Возраст минералогических профилей и возраст современных черноземов – это не одно и то же. Внешний вид современных черноземов определяется, прежде всего, их гумусным состоянием. Надо думать, что этот признак приобретен за время голоцена, т.е. за последние 10-12 тыс. лет [36]. Возраст минералогических профилей тех же черноземов, как показали исследования, измеряется временем в 20-70 тыс. лет. Какой из этих возрастов считать возрастом современных черноземов? Если исходить из положения, что главным признаком почвы является ее плодородие, чаще всего ассоциирующееся с содержанием в ней органического вещества, то по современным представлениям возраст современных черноземов не может превышать продолжительности голоцена. Но почва это не только ее органическая, но и минеральная составляющая. Возраст последней несравненно больше. Современное состояние минеральная часть черноземов приобрела за время, включающее не только голоцен, но и другие эпохи почвообразования. По этому признаку современные черноземы являются полигенетическими образованиями. Поскольку оба признака, органическая и минеральная части, являются неотъемлемыми существенными компонентами почвы, то современные

черноземы и в целом, по-видимому, должны рассматриваться как полигенетичные образования, возраст которых по их органической и минеральной частям различен. Вместе с тем возможно и иное толкование. Если в эпохи климатических оптимумов, предшествующих голоцену, почвообразование развивалось по черноземному типу, что в нашем случае вполне вероятно, то возраст чернозема должен приравниваться возрасту его минералогического профиля, поскольку органическая часть чернозема в силу своей эфемерности может образовываться и исчезать, а минералогический профиль, свидетель возраста чернозема, остается. По-видимому, данный вопрос следует рассматривать как дискуссионный.

Остановимся на вопросе кор выветривания. Под воздействием гипергенеза, т.е. процессов выветривания и почвообразования, в покровных отложениях водоразделов, как показали исследования, формируются характерные минералогические профили. При образовании таких профилей поверхностное осадочное отложение получает название коры выветривания. Учение о коре выветривания еще недостаточно разработано. Основоположником учения о современных корах выветривания является Б.Б. Польшов [37]. Известны исследования в этой же области К.И. Лукашева [38] и А.Г. Черняховского [39-42]. В изучение древних кор выветривания и их теоретические основы большой вклад сделали И. И. Гинзбург [43] и В.П. Петров [44]. Единой теории образования и классификации кор выветривания в настоящее время не существует. Польшов различал два типа кор выветривания, элювиальные и аккумулятивные, со своими парагенетическими подразделениями. Аккумулятивные коры представляют собой продукты выноса из элювиальных кор выветривания и размещаются на подчиненных элементах рельефа [37]. Однако большинство геологов, вслед за Е.В. Шанцером [45], придерживается того положения, что кора выветривания – это закономерно построенный элювиальный профиль, развивающийся на исходных (или «коренных») породах путем гипергенных преобразований их вещества. Согласно Шанцеру, собственно элювиальными можно считать лишь те осадочные образования, которые состоят из топографически несмещенных продуктов гипергенного преобразования материнских горных пород и слагают кору выветривания, включая почву, как ее составную часть. Переотложенные продукты выветривания должны рассматриваться как осадки или осадочные горные породы, но не как коры выветривания [45]. Автор данного сообщения придерживается той же позиции, но не полностью. Не затрагивая вопроса, как должны называться переотложенные продукты выветривания, кора́ми или осадочными горными породами, отметим следующее. Абсолютно не смещаемых продуктов выветривания горных пород, по-видимому, не существует, даже на водоразделах, поскольку последние, как правило, не представляют собой идеальные горизонтальные поверхности. В этой связи заслуживают более пристального внимания исследования Черняховского [39-42], который установил, что скорость образования элювия при формировании кор выветривания даже при непромывном режиме увлажнения столь значительна (первые сотни лет), что она превышает скорость денудации крутых горных склонов до 20-25 градусов [40,41]. Этому способствует растительный покров склонов, который затрудняет денудацию. Подобные сведения о превышении, во многих случаях, скорости химической денудации над механической находим у Р. Райса [46]. Наши исследования подтверждают эти

заклучения. В условиях Молдовы на склонах разной крутизны мы всегда обнаруживали в почвах (как правило, эродированных) разной степени дифференцированности минералогические профили по типу элювиального, если не по первичным минералам, то по глинистым обязательно [23]. Этот факт свидетельствует о том, что, действительно, при непромывном, возможно, периодически промывном увлажнении в лессовых отложениях на склонах формируется элювий, скорость образования которого, как выясняется, действительно опережает денудацию. По этой причине вслед за Черняховским и в отличие от Шанцера можем утверждать, что элювий при указанных выше условиях формируется не только на «несмещенных» породах водоразделов, но и смещенных и смещающихся отложениях склона. Другое дело, что элювий только на водоразделах при данных климатических условиях достигает наибольшей зрелости. Отложения же склонов представляют собой незрелые коры выветривания, степень зрелости которых, надо думать, обратно пропорциональна интенсивности денудации.

Практически до недавнего времени считалось, что подтиповые различия в черноземах со стороны их минеральной части ограничиваются разной степенью выноса карбонатов. Последнее связывалось с климатической зональностью на черноземном пространстве в голоцене. Силикатная часть, как представлялось, черноземным почвообразованием в силу мягкости воздействия существенно не затрагивается. Однако количественный минералогический анализ показал, что, наряду с карбонатами, и силикатная основа черноземов несет в себе свидетельства достаточно глубоких преобразований и, что особенно важно, эти преобразования носят закономерный характер и определяются опять же климатическим фактором. Важно подчеркнуть, что, как показали наши исследования, каждый подтип чернозема характеризуется своим не только карбонатным, но и силикатным минералогическим профилем, а значит, является органичной составляющей силикатной части коры выветривания. Таким образом, не только сам чернозем как тип, но и его подтипы, с точки зрения изменений их минеральной основы, не являются эфемерными конструкциями, где только карбонаты подвергаются разнонаправленной динамике. Подтипы черноземов являются вполне устойчивыми образованиями, генетически связанными с силикатной корой выветривания соответствующей каждому подтипу степени зрелости. И, что опять же важно подчеркнуть, эти изменения являются необратимыми, поскольку, как известно, первичные тектосиликаты при нормальных температуре и давлении не воспроизводятся.

В отличие от почвы, которая представляет только верхнюю часть элювиальной коры выветривания, последняя простирается до уровня грунтовых вод. Несмотря на то, что кора выветривания, как правило, намного мощнее почвы, ее возраст можно оценить только возрастом минералогического профиля почвы, поскольку именно почвенная часть профиля коры выветривания является наиболее элювиально измененной и зрелой. Отсюда можно сделать заключение, что каждой автоморфной почве соответствует своя кора выветривания. Возраст коры выветривания равен возрасту минералогического профиля почвы. В нашем конкретном случае возраст коры выветривания на водоразделах южной части Молдовы, также как и почв, следует оценивать концом-серединой, на севере – серединой-началом верхнего плейстоцена.

Итак, исследования позволили установить два факта. Первый, водоразделы на территории прежних двух разновозрастных поверхностей выравнивания, позднемиоценовой и плиоценовой, не сохранили коры выветривания такого же возраста. Об этом можно было догадываться, но доказательства такого рода отсутствовали. Второй факт, возраст кор выветривания на юге и на севере Молдовы не соответствует возрасту пород, на которых они сформировались. Возраст пород на юге древнее (среднеплиоценово-плейстоценовый), чем на севере (верхнеплейстоценово-современный). Возраст кор выветривания, напротив, древнее на севере (середина-начало верхнего плейстоцена), чем на юге (конец-середина верхнего плейстоцена). Степень зрелости кор выветривания возрастает с юга на север. Происхождение этого явления можно объяснить, по-видимому, только тем, что отложения верхов водоразделов за время средний плиоцен - начало верхнего плейстоцена испытали существенное денудационное обновление, после чего главную роль в формировании их минералогических профилей стал играть климатический фактор.

Эти данные показывают, что образование кор выветривания подчиняется, прежде всего, климатическому фактору. Вторым фактором, как свидетельствуют те же исследования, является возраст кор выветривания, который также увеличивается с юга на север. Таким образом, еще раз получено подтверждение, что кора выветривания является продуктом климата и возраста [37]. Но в данном конкретном случае такое заключение дает возможность сделать еще один важный вывод: в условиях сухостепных, степных и лесостепных ландшафтов Молдовы лессовые породы водоразделов в силу своих свойств на ее юге не достигают возраста более 20-40, на севере 40-70 тыс. лет, хотя времени для этого было более чем достаточно.

Относительно причины такого положения могут быть высказаны следующие соображения. Элювиальная кора выветривания на водоразделах Молдовы, включающая почву как составную часть, является интегральным продуктом не только климата, возраста, но и геологической денудации в таком соотношении воздействий климата и денудации, при котором скорость формирования элювия опережает денудацию породы. В результате формируется ее минералогический профиль. Поскольку денудация на водоразделах, хотя и чрезвычайно замедленная, омолаживает минералогический профиль коры выветривания, то ее возраст должен быть больше того, который нами установлен. Возможно, на омоложение коры выветривания на юге повлияла более низкая сопротивляемость почв денудации из-за большей изреженности там растительного покрова и меньшей их гумусности, которые во все прошлые теплые геологические эпохи в связи с сухостью климата постоянно воспроизводились [19]. По существу, фиксируемый нами возраст коры выветривания определяется устойчивостью пород к денудации. Чем выше устойчивость пород, тем большего возраста достигает формирующаяся на ней кора выветривания. Поэтому более высокий возраст кор выветривания на севере Молдовы следует, по-видимому, связывать с большей устойчивостью там почв и поверхностных отложений водоразделов к геологической денудации, в чем немалую защитную роль во все времена мог играть опять же более развитый на севере растительный покров.

Обратимся к вопросу возраста покровных отложений водоразделов. Можно ли по возрасту кор выветривания на этих отложениях судить в возрасте самих пород. На основании всего сказанного выше можно сделать заключение, что на сегодня более точное датирование покровных отложений водоразделов, которое осуществляется геологами на основании анализа стратиграфии пород, невозможно. Объясняется это тем, что из-за постоянно действующей геологической денудации поверхности водораздела для этой цели не может использоваться возраст коры выветривания, на ней формирующийся, поскольку она постоянно обновляется. Только при нулевой денудации, чего практически не бывает, возраст коры выветривания равен возрасту поверхности выравнивания и образующих ее отложений, фрагменты которых могли сохраниться на водоразделах. В то же время возраст покровных отложений не может быть меньше возраста коры выветривания, на них сформированной.

Следует затронуть еще один важный и интересный вопрос. Опыт почвоведов показывает, что идеальная зональность в подтиповой смене черноземов с юга на север даже по водоразделам не реализуется. Хотя, казалось бы, климат должен был бы создать именно такого рода зональность. Вместо этого наблюдается сосуществование в одной климатической зоне черноземов разных подтипов (с преобладанием какого-либо) с разной зрелостью минералогических профилей, принадлежащих корам выветривания разного возраста и соответственно разной степени зрелости. Минералогический профиль коры выветривания является продуктом климата, времени и денудации. Если в одной климатической зоне присутствуют коры выветривания с минералогическими профилями разной степени зрелости, то более зрелые коры выветривания прошли более длительное время развития. Мы видим две возможные причины размещения кор разной степени зрелости, а значит и разных подтипов черноземов, в одной климатической зоне. Первая заключается в том, что те и другие размещаются на элементах рельефа разного возраста (первичных водоразделах, водоразделах второго порядка в пределах бывших древних террас). Вторая причина - наличие блочной неотектоники, хорошо известной и для Молдовы [47, 48], когда в результате подъема или опускания отдельных тектонических блоков элементы рельефа разного возраста смещаются относительно друг друга по вертикали. Резкий подъем вызывает усиленную денудацию элемента рельефа, вследствие чего происходит омоложение минералогического профиля почвы и коры выветривания. На так называемое «клавишное» движение элементарных тектонических блоков, определяющее циклическое развитие почвообразующих пород и рельефа, указывают и другие авторы. По характеру рельефа выявить такие элементарные вертикальные перемещения, как считается, практически невозможно [35]. Именно этими явлениями можно объяснить некую «пятнистость» почвенного покрова и отсутствие на относительно равнинных территориях в одной климатической зоне идеальной почвенной зональности.

Затронем еще один вопрос. Полученные нами данные показывают, что в условиях степных и лесостепных ландшафтов возраст кор выветривания не выходит за пределы 100 тыс. лет. Причина, как уже отмечалось, в соотношении скоростей образования элювия и денудации пород, при котором не сохраняются коры более зрелого возраста. В этой связи нет оснований считать, что Полюнов не прав в своем утверждении, как отмечают некоторые исследователи [49, 50], что

аллитная кора выветривания может образоваться в любых климатических условиях, если выветривание продолжается достаточно длительное время. Авторами в свою очередь не были приведены убедительные аргументы. С точки зрения геохимии гипергенных процессов для реализации концепции Полынова, на наш взгляд, нет препятствий. Единственным, по-видимому, непреодолимым препятствием для ее реализации является недостижимость в условиях, например, автоморфных ландшафтов Молдовы такого соотношения между скоростями образования элювия и денудацией, при котором могла бы сформироваться аллитная кора выветривания. Иначе говоря, суть не столько в недостаточности времени, сколько в природной обстановке, при которой элювий пород, в силу их физических свойств, неспособен достаточно долго сохраняться на месте своего образования. И, конечно, важно еще одно обстоятельство. Для образования в этих условиях аллитной коры выветривания необходим также определенный минералогический и химический состав исходной породы. Он должен быть достаточно «основным» (сиениты, габбро), чтобы остаточный продукт выветривания был представлен преимущественно глиноземом ( $Al_2O_3$ ), а не кварцем, как в нашем случае.

### **Заключение**

Впервые проведены исследования гипергенных процессов в покровных отложениях водоразделов Молдовы. Их достоверность подтверждена сравнительным анализом данных по гипергенным преобразованиям минералогии в двух параллельных подтиповых сериях (западной и восточной) черноземов, который показал, что общая направленность изменений в них совпадает. Она развивается по элювиальному типу. Отличие заключается в том, что в обыкновенных черноземах восточной (второй) серии черноземов оглиненность профиля отсутствует. Последнее может быть связано с пребыванием этих черноземов на более ранней стадии трансформации силикатов по профилю.

Процессы выветривания и почвообразования на территории современной Молдовы непрерывно происходят на протяжении последних 6-9 млн. лет. Две поверхности выравнивания, позднемиоценовая на севере и плиоценовая на юге, с поднятием территории в конце плиоцена и в плейстоцене подверглись радикальным преобразованиям, сформировались речная сеть и ряд террас в долинах рек. Показано, что минеральный материал покровных отложений унаследован от пород позднего миоцена и плиоцена, который главным образом в плейстоцене испытал облессование, захватившее и коренные породы верхов водоразделов. Эоловый процесс в их формировании существенного участия не принимал. Анализ обстановки лессообразования в регионе и современная география лессовых отложений позволяют выдвинуть версию, что перераспределение минерального материала с севера на юг произошло в основном в доплейстоценовый период, а формирование лессовых отложений водоразделов и террас происходило позднее, на протяжении всего плейстоцена, но в местном масштабе и из местного материала, в чем могли бы помочь разобраться исследования погребенных почв на водоразделах юга.

Несмотря на древнейшую историю гипергенных процессов на территории Молдовы, активный возраст минералогических профилей современных черноземов водоразделов и генетически связанных с ними кор выветривания

измеряется 20-40 тыс. лет в ее южной части и 40-70 тыс. лет в северной. Эти данные свидетельствуют о том, что верхи водоразделов не полностью сохранили первоначальные породы, принадлежащие упомянутым выше поверхностям выравнивания, чего следовало ожидать, но доказательства на основе изучения гипергенных процессов отсутствовали. Вопреки классическим представлениям установлено, что зарождение и формирование минералогических профилей черноземов и кор выветривания на покровных породах произошло не в голоцене, а в верхнем плейстоцене, что одновременно указывает на полигенетичность самих черноземов. Огромный разрыв между продолжительностью гипергенных процессов вообще на данной территории и возрастом реальных минералогических профилей черноземов и кор выветривания объясняется тем, что геологическая денудация существенно трансформирует покровные отложения даже на водоразделах. До наступления верхнего плейстоцена она опережала химическую денудацию и формирование элювиального профиля. Образование современных минералогических профилей этих отложений является интегральным результатом действия климата, времени и механической геологической денудации. Соотношение в действии этих факторов в верхнем плейстоцене и голоцене складывалось таким образом, что климатический фактор или химическое выветривание опережало механическую денудацию плакоров водоразделов, а время выступало в качестве множителя происходящих процессов. На склонах водоразделов также формируются коры выветривания, но не зрелые. Степень их зрелости обратно пропорциональна интенсивности денудации.

Имеются свидетельства, что снижение топографических отметок размещения водораздельных черноземов сопровождается омоложением их минералогических профилей. Исследования показали, что не только сам чернозем как тип, но и его подтипы являются вполне устойчивыми образованиями, генетически связанными с силикатной корой выветривания, соответствующей каждому подтипу степени зрелости, и эти изменения необратимыми. Каждой автоморфной почве соответствует своя кора выветривания. Возраст коры выветривания равен возрасту минералогического профиля почвы. Отсутствие на относительно равнинных территориях в одной климатической зоне при одинаковых породах идеальной почвенной зональности может быть объяснено влиянием блочной неотектоники, характерной не только для Молдовы, а также разным возрастом водораздельных поверхностей.

В условиях сухостепных, степных и лесостепных ландшафтом Молдовы коры выветривания водоразделов в силу своих свойств на юге, как показано, не превысили возраста 20-40, на севере 40-70 тыс. лет. В образовании на севере более зрелых кор выветривания существенную роль мог сыграть растительный покров, во все времена иных эпох почвообразования более развитый на севере, чем на юге, тем самым обеспечивший более надежную противоденудационную защиту.

На основании приведенных данных по гипергенным процессам в настоящее время более точное датирование покровных отложений водоразделов, которое осуществляется геологами с помощью стратиграфического анализа пород, невозможно. Причина в постоянно действующей геологической денудации поверхности водораздела, что не позволяет для определения их возраста использовать возраст коры выветривания, на них формирующейся, поскольку она постоянно омолаживается.

Воззрения Б.Б. Полюнова о возможности образования аллитной коры выветривания при любом климате при наличии достаточного времени не вступает, как представляется, в противоречие с полученными нами данными. Геохимия гипергенных процессов этому не препятствует. Препятствие возникает в связи с физическими свойствами элювия пород, неспособного достаточно долго сохраняться на месте своего образования, а также со стороны минералогии и химизма самих пород, не обеспечивающих в результате процессов выветривания опережение относительного накопления глинозема над кремнеземом.

### Литература

1. В.Е. Алексеев, А.Н. Бургеля, Е.Б. Варламов. Педогенная трансформация минералогического состава четвертичного суглинка на Юге Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N2, 2006, p. 74-81.
2. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля и др. Сравнительная характеристика педогенных изменений минералогического состава четвертичного суглинка на Юге и в Центральной части Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N1, 2007, p. 26-36.
3. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля и др. Сравнительная характеристика гипергенных изменений минералогического состава четвертичного суглинка в Центре и в Северной части Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N2, 2007, p. 31-39.
4. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля и др. Сравнительная характеристика зональных гипергенных преобразований минералогического состава четвертичного суглинка на Севере Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N1, 2008, p. 43-51.
5. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля, и др. Гипергенная зональная трансформация минералогии породообразующих силикатов четвертичных отложений Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N2, 2008, p. 62-71.
6. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля, и др. Элювиальный процесс и размеры гипергенных потерь породообразующих силикатных минералов в покровных отложениях водоразделов Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N1, 2009, p. 19-28.
7. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля, и др. Элювиальный процесс и баланс масс породообразующих силикатных минералов в покровных отложениях водоразделов Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N2, 2009, p. 99-108.
8. В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургеля, и др. Элювиальный процесс и гипергенная геохимическая трансформация силикатной части покровных отложений водоразделов Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N1, 2010, p. 52-60.
9. В.Е. Алексеев. Гипергенез, геохимия кремния и возраст минералогических профилей черноземов водоразделов Молдовы. Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM, N2, 2010, p.26



10. С.С. Морозов. Химико-минералогический состав и физико-химические свойства отдельных гранулометрических фракций лессов Приднестровья и генетически близких им пород. Ученые записки МГУ, вып. 13, М., 1949.
11. Н.С. Самодуров. Минералогия и генезис лессовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР. ч. I-III, 1957.
12. М.Ф. Веклич. Основные результаты изучения вещественного состава четвертичных (антропогенных) отложений юго-западной части Русской равнины. Четверт. период, 1961, вып. 13-15, с. 114-136.
13. Н.В. Ренгартен, Н.А. Константинова. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена (на примере южной Молдавии и Юго-Запада Украины) // Тр. ГИН. Вып.137. М.: Наука, 1965. 123 с.
14. Н.В. Ренгартен. Опыт фациально-минералогического анализа осадочной толщи V террасы р. Днестр близ г. Тирасполя. Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М. Наука, 1965, с. 91-99.
15. К.В. Никифорова, Н.В. Ренгартен, Н.А. Константинова. Антропогенные формации юга Европейской части СССР. Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1965, №30.
16. Н.А. Константинова. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины // Тр. ГИН АН СССР. Вып.73. М.: Наука, 1967. 140 с.
17. А.Н. Хубка. Литология покровных отложений. В сб. Палеонтологические исследования верхнего кайнозоя Молдавии. Кишинев: РИО АН МССР, 1970. С. 21-44.
18. Г.М. Билинкис, А.В. Друмя, К.Ф. Стажило-Алексеев. Основные проблемы четвертичной геологии Молдавии. Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983, с.3-19.
19. О.М. Адаменко, А.В. Гольберт, В.А. Осюк, Ж.Н. Матвишина, С.И. Медяник, В.Е. Моток, Н.А. Сиренко, А.В. Чернюк. Четвертичная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Днестра. Киев, 1996. 200 с.
20. О.М. Адаменко, А.В. Гольберт, В.А. Осюк, В.П. Покатилов, В.Е. Моток, Ж.Н. Матвишина. Четвертичная палеогеография экосистемы Нижнего и Среднего Прута. Киев, 1997. 233 с.
21. В. Е. Алексеев, А. Н. Бургеля, Е. Б. Варламов. Происхождение и возраст минералогических профилей черноземов Молдавии. Почвоведение, N 4, 2008, с. 454-466.
22. К.Н. Негадаев-Никонов, П.Д. Букатчук, А.А. Арапов и др. Схема стратиграфии четвертичных отложений. Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Кишинев, РИО АН МССР, 1968. С. 144-171.
23. В.Е. Алексеев. Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы: диагностика, параметры, факторы, процессы. Кишинев, 1999. 241 с.
24. И.А. Крупеников. Черноземы Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1967. 427 с.
25. Геоморфология Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1978. 188 с.
26. Г.М. Билинкис. Геодинамика крайнего юго-запада Восточно-Европейской платформы в эпоху морфогенеза. Кишинев: Штиинца, 1992. 180 с.
27. Палеогеография Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1965. 146 с.
28. А.А. Величко. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 236 с.
29. А.Н. Геннадиев. Почвы и время: модели развития. Изд-во Моск. ун-та, 1990. 228 с.

30. И.В. Иванов, С.С. Чернянский. Общие закономерности развития черноземов Евразии и эволюция черноземов Зауралья // Почвоведение. 1996. №9. С.1045-1055
31. Слитые почвы Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1990. 168 с.
32. В.В. Чербарь. Черноземы стагниковые – результат сочетания современного и реликтового процессов почвообразования // Почвоведение и Агрохимия. Минск, 2007. С. 37-46
33. В.Г. Бондарчук. Строение четвертичных (антропогенных) отложений и проблемы геологии квартера Украины. В сб.: Четвертичный период, вып. 13,14,15. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
34. Атлас Молдавской ССР. М., 1978. 131 с.
35. Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов. Морфолитогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995. №9. С.1061-1070.
36. О.А. Чичагова. Радиоуглеродное датирование почв: методика, интерпретация, применение. Эволюция и возраст почв. Пущино, 1986, с. 94-101.
37. Б.Б. Полюнов. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 242 с.
38. К.И. Лукашев. Зональные геохимические типы коры выветривания на территории СССР. Минск, 1956.
39. А.Г. Черняховский. Элювий и продукты его переотложения. М.: Наука, 1966. 180 с.
40. А.Г. Черняховский. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса // Кора выветривания. 1974. Вып. 14. С. 158-165.
41. А.Г. Черняховский. Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 28-59.
42. А.Г. Черняховский. Современные коры выветривания. М.: Наука, 1991. 208с.
43. И.И. Гинзбург. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. Кора выветривания. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
44. В.П. Петров. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967.
45. Е.В. Шанцер. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образованиях // Труды геологического института, вып. 161, М.: Наука, 1966, 239 с.
46. Р.Дж. Райс. Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980. 574 с.
47. В.Л. Дубиновский, З.Г. Ефимова, Т.Л. Фролова. Обусловленность расчлененности рельефа территории Днестровско-Прутского междуречья неотектоническими движениями. Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, Штиинца, 1974, с. 123-136.
48. В.С. Макареску. Роль плиоцен-четвертичных разломов в формировании врезанных меандр среднего и нижнего течения реки Днестр. Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев, Штиинца, 1974, с. 136-145.
49. К.И. Лукашев. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, 1958.
50. К.И. Лукашев, В.К. Лукашев. Геохимия зоны гипергенеза. Минск, 1975, 424с.

*Дата поступления в редакцию – 2 ноября 2010*