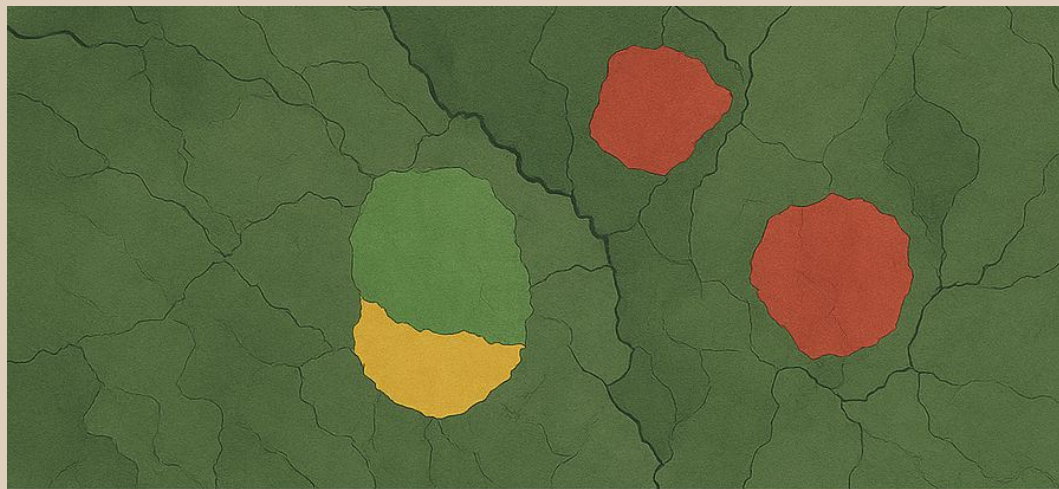


Alexandru Iulian Lupulescu



Potențialul de radon geogen din partea estică a munților Poiana Ruscă



Presa Universitară Clujeană

ALEXANDRU IULIAN LUPULESCU

**Potențialul de radon geogen
din partea estică
a Munților Poiana Ruscă**

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2025

Referenți științifici:

Dr. ing. Alexandra Cucos, CS I

Conf. univ. dr. Dicu Tiberius

ISBN 978-606-37-2614-9

**© 2025 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate.
Reproducerea integrală sau parțială a textului, prin orice
mijloace, fără acordul autorului, este interzisă și se pedep-
sește conform legii.**

**Universitatea Babeș-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. B.P. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel.: (+40)-744.687.884
E-mail: editura@ubbcluj.ro
<http://www.editura.ubbcluj.ro/>
<https://libraria.ubbcluj.ro/>**

Mulțumiri

Doresc să aduc mulțumiri domnului Prof. Univ. Dr. Călin Baciu pentru încrederea, susținerea și ajutorul acordat pe toată perioada lucrării științifice.

De asemenea, adresez mulțumiri pentru sprijinul acordat comisiei de îndrumare, doamnei Conf. Dr. Nicoleta Brișan, doamnei CS I Dr. Ing. Alexandra Cucoș și domnului Lect. Dr. Tiberius Dicu. Totodată, adresez mulțumiri întregului colectiv de profesori și cercetători din cadrul Facultății de Știința și Ingineria Mediului, Universitatea Babeș-Bolyai, pentru cunoștințele acumulate în cadrul studiilor de licență și master.

Mulțumesc întregului personal din Laboratorul de Încercări Radon „Constantin Cosma” pentru ajutorul și oportunitatea de a face parte dintr-o echipă de cercetători profesioniști.

În final, mulțumesc familiei pentru înțelegerea, suportul și ajutorul oferit pe toată perioada stagiului de doctorat.

Cuprins

REZUMAT.....	7
SUMMARY	11
1. INTRODUCERE.....	23
1.1. Importanța radonului	23
1.2. Scopul și obiectivele lucrării științifice	25
1.3. Structura cărții	25
2. RADONUL	27
2.1. Proprietăți fizico-chimice	27
2.2. Cercetarea radonului rezidențial	28
2.3. Reglementări legislative internaționale și naționale ale radonului	31
2.4. Radonul geogen	34
2.4.1. Generarea și transportul radonului de la sursă în interiorul clădirilor	34
2.4.2. Studii internaționale	39
2.4.3. Studii naționale.....	45
2.5. Radonul din apă.....	47
2.5.1. Studii internaționale	49
2.5.2. Studii naționale.....	51
2.6. Argumentarea alegerii temei de cercetare	52

3. METODOLOGIA DE DESFĂȘURARE A CERCETĂRII	55
3.1. Zona de studiu	55
3.2. Determinarea potențialului de radon geogen	63
3.2.1. Determinarea concentrației de radon din sol.	63
3.2.2. Determinarea permeabilității solului	65
3.2.3. Calculul potențialului de radon geogen.	67
3.3. Determinarea concentrației activității de radon și radium din apă ...	68
3.4. Intercompararea aparatelor pentru determinarea concentrației de activitate de radon	72
3.5. Analiza datelor	74
4. REZULTATE ȘI DISCUȚII.	79
4.1. Stabilirea unei metode eficiente de determinare a potențialului de radon geogen	79
4.2. Concentrația de radon din sol	86
4.2.1. Statistica descriptivă	86
4.2.2. Statistica inferențială	93
4.2.3. Analiza de trend	93
4.2.4. Geostatistică și hărți de interpolare.	94
4.3. Permeabilitatea solului	101
4.3.1. Statistica descriptivă	101
4.3.2. Statistica inferențială	106
4.3.3. Analiza de trend	107
4.3.4. Geostatistică și hărți de interpolare.	107
4.4. Potențialul de radon geogen.	114
4.4.1. Statistica descriptivă	114
4.4.2. Statistica inferențială	120
4.4.3. Analiza de trend	121
4.4.4. Geostatistică și hărți de interpolare.	121
4.4.5. Discuții privind potențialul de radon geogen	129
4.5. Concentrația de activitate de radon și radium din apă	138
4.5.2. Concentrația de activitate de radium din apă.	145
5. CONCLUZII	151
REFERINȚE BIBLIOGRAFICE.	155
ANEXE.	169

Rezumat

Problematica radonului apare încă din secolul al XVI-lea, atunci când pentru prima dată a fost observată o mortalitate ridicată din cauza bolilor pulmonare apărute la minerii mai tineri din regiunea Schneeberg (Agricola, 1556).

În 1988, Agenția Internațională pentru Cercetarea Cancerului a clasificat radonul un gaz cancerigen (IARC, 1988). Radonul este un gaz nobil, fără proprietăți organoleptice, iar produsele rezultate din dezintegrarea lui sunt atașate pe particule de aerosoli. Astfel, inhalarea lor în plămâni poate provoca o creștere a expunerii interne a corpului uman la radiații.

Majoritatea studiilor asupra radonului au ca obiectiv determinarea concentrației de radon rezidențial. Acesta se poate acumula în locuințe, iar concentrația din interior depinde de mai mulți factori naturali (substratul geologic, pedologia zonei), dar și antropici (configurația locuinței, ciclurile de aerisire a locuinței, sisteme de ventilație, etc.).

Sursa principală a radonului din interior este solului. Astfel, studii mai amănunțite pentru determinarea radonului din sol au fost realizate în încercarea de a modela și cartografia potențialul de radon geogen. Acesta indică un risc potențial, independent de orice clădire existentă.

Prezenta lucrare științifică are scopul de a determina potențialul de radon geogen în partea estică a munților Poiana Ruscă. Din punct de vedere geologic, zona de studiu este variată și cuprinde roci metamorfice, depozite sedimentare și intercalații magmatogene.

Măsurarea concentrației de radon din sol a fost realizată cu aparatul Radon Monitor-2, iar permeabilitatea solului cu Radon-Jok. Permeabilita-

tea solului a fost calculată pe baza ecuației lui Darcy. Potențialul de radon geogen a fost calculat pe baza protocolului dezvoltat de către Neznal et al. (2004).

Pentru determinarea concentrației de activitate de radon și radu din apă a fost utilizat aparatul RAD7 împreună cu kit-ul Rad-H₂O.

Pentru început, determinarea potențialului de radon s-a realizat conform protocolului dezvoltat de Neznal et al. (2004) folosind 15 puncte de măsurare per locație. Pentru a reduce timpul (5 ore) petrecut la o locație, s-a decis scăderea numărului de puncte de măsurare per locație. Astfel, a fost calculat potențialul de radon pentru 15, 9, 5 și 3 puncte de măsurare pentru stabilirea unui număr scăzut de puncte, însă care să nu difere semnificativ statistic față de formula inițială de la care s-a plecat (15 puncte de măsurare).

S-au aplicat testele statistice: ANOVA pentru măsurători repetate, testul T pentru datele pereche și testul neparametric de rang Wilcoxon pentru a determina dacă există sau nu o diferență semnificativ statistică între schemele de măsurare cu 15, 9, 5 și 3 puncte. Rezultatele testelor nu au evidențiat nicio diferență semnificativă statistic între schemele de măsurare, astfel în continuarea realizării măsurătorilor s-au utilizat 3 puncte de măsurare per locație.

Concentrația medie de radon din sol a fost de $41,2 \text{ kBq/m}^3 \pm 22,4 \text{ kBq/m}^3$. Valoarea minimă este de $7,8 \text{ kBq/m}^3$, iar cea maximă de 139 kBq/m^3 . Mediana concentrațiilor de radon din sol este $36,6 \text{ kBq/m}^3$, iar media geometrică $35,8 \text{ kBq/m}^3$. Cele mai ridicate concentrații de activitate de radon au fost determinate în Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite și Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase din Precambrian sup. – Paleozoic inf.

Din punct de vedere pedologic, concentrațiile cele mai ridicate au fost măsurate în solurile brune luvice și solurile brune acide, iar cele mai scăzute în solurile brune eu-mezobazice.

Permeabilitatea solului a fost crescută pentru toată suprafața zonei de studiu, excepție făcând Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite. Această formațiune se încadrează în clasa medie a permeabilității solului.

Potențialul de radon geogen cel mai ridicat a fost determinat în Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase și cea a șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite din Precambrian sup. – Paleozoic inf. Cele mai scăzute valori ale potențialului de radon geogen au fost determinate în Aluviunile din Cuaternar, potențial care se încadrează într-un risc mediu de radon. Potențialul de radon geogen nu a variat foarte mult între diferitele substraturi geologice, astfel, nu a fost determinată nicio corelație între potențialul de radon și substratul geologic, dar și pedologia, respectiv topografia zonei de studiu.

Din punct de vedere pedologic, potențialul de radon geogen a fost crescut în solurile brune eu-mezobazice, iar potențialul de radon geogen cel mai scăzut este atribuit grupei de soluri brune luvice.

Radioactivitatea apei potabile (izvoare și fântâni) este sub nivelul concentrației maxime admise de 100 Bq/l, atât pentru radon cât și pentru radium (0,5 Bq/l). În schimb, concentrațiile de radon din apele de suprafață sunt ridicate, aproximativ egale cu concentrațiile de radon din apa de fântână și de izvor.

Studiul potențialului de radon geogen fiind încă la început, nu există o metodă standard prin care să se poată determina potențialul de radon geogen la nivel mondial. Fiecare studiu al potențialului de radon este realizat cu aparatură și metode diferite în fiecare țară, după propriile posibilități. Așadar, acest studiu ar putea ajuta România pentru a dezvolta propria hartă de radon geogen. Astfel, pot să se determine zonele predispuse la concentrații ridicate de radon și să fie luate măsuri de prevenție pentru populație.

Summary

Radon problem has been present since the 16th century when a high mortality rate due to pulmonary diseases was first observed among younger miners in the Schneeberg region (Agricola, 1556).

In 1988, the International Agency for Research on Cancer classified radon as a carcinogenic gas (IARC, 1988). Radon is a noble gas with no organoleptic properties, and its decay products are attached to aerosol particles. Inhalation of these particles in the lungs can lead to increased internal exposure to radiation in the human body.

Most radon studies aim to determine residential radon concentrations. Radon can accumulate in dwellings, therefore indoor concentrations depend on various natural factors (geological substrate, soil characteristics) as well as anthropogenic factors (building configuration, ventilation cycles, ventilation systems, etc.).

The primary source of indoor radon is the soil. Therefore, more detailed studies have been conducted in order to determine radon in the soil in an attempt to model and map the geogenic radon potential, which indicates potential risk independent of any existing buildings.

The aim of this doctoral thesis is to determine the geogenic radon potential in the eastern part of the Poiana Ruscă Mountains. From a geological perspective, the study area is diverse and includes metamorphic rocks, sedimentary deposits, and magmatogenic intercalations.

The measurements of soil radon concentration were performed using the Radon Monitor-2 device, while soil permeability was assessed using Radon-Jok. Soil permeability was calculated based on Darcy's equation.

The geogenic radon potential was calculated using the protocol developed by Neznal et al. (2004).

To determine the radon and radium activity concentrations in water, the RAD7 device together with the Rad-H₂O kit was used.

Initially, the radon potential was determined following the protocol developed by Neznal et al. (2004), using 15 measurement points per location. To reduce the time spent at each location (5 hours), the number of measurement points per location was reduced. Thus, the radon potential was calculated for 15, 9, 5, and 3 measurement points to establish a reduced number of points that would not differ significantly statistically from the initial formula (15 measurement points).

Statistical tests, such as repeated measures ANOVA, paired t-test, and nonparametric Wilcoxon rank-sum test, were applied to determine if there was a statistically significant difference between the measurement layouts with 15, 9, 5, and 3 points. The test results did not show any statistically significant differences between the measurement layouts. Therefore, the 3 measurement points layout was used.

The average radon concentration in the soil was $41.2 \text{ kBq/m}^3 \pm 22.4 \text{ kBq/m}^3$. The minimum value was 7.8 kBq/m^3 , and the maximum was 139 kBq/m^3 . The median concentration of radon in the soil was 36.6 kBq/m^3 , and the geometric mean was 35.8 kBq/m^3 . The highest radon activity concentrations were found in the mica schists formation with amphibolite intercalations and the sericitic quartzitic schists formation from Upper Precambrian to Lower Paleozoic.

From a pedological perspective, the highest concentrations were measured in luvisols and acid brown soils, while the lowest concentrations were found in eu-mesobasic brown soils.

Soil permeability was generally high across the study area, except for the formation of mica schists with amphibolite intercalations, which fell into the medium category of soil permeability.

The highest geogenic radon potential was determined in the formation of sericitic quartzitic schists and the mica schists with amphibolite intercalations from Upper Precambrian to Lower Paleozoic. The lowest values of geogenic radon potential were found in Quaternary alluvium, indicating a medium radon risk potential. The geogenic radon potential did not vary

significantly among different geological substrates, and thus, no correlation was found between radon potential and geological substrate, pedology, or topography of the study area.

From a pedological perspective, the geogenic radon potential was higher in eu-mesobasic brown soils, while the lowest geogenic radon potential was attributed to luvisol soils.

The radioactivity of drinking water (springs and wells) is below the maximum allowable concentration of 100 Bq/l for both radon and radium (0.5 Bq/l). However, surface water concentrations of radon are high and approximately equal to the concentrations in well and spring water.

The study of geogenic radon potential is still in its early stages and there is no standardized method to determine the geogenic radon potential worldwide. Every study on radon potential is conducted using different equipment and methods in each country, based on their capabilities. Therefore, this study could assist Romania in developing its own geogenic radon map, identifying areas prone to high concentration of radon and implementing preventive measures for the population.

Listă de figuri

Fig. 1. Harta radonului rezidențial în Europa (JRC, accesat în 2 februarie 2022)	29
Fig. 2. Distribuția spațială a concentrației de radon rezidențial la nivelul României în 2013 (după Cosma et al. 2013a)	30
Fig. 3. Distribuția spațială a concentrației de radon rezidențial la nivelul României în 2019 (www.smartradon.ro, accesat la 21 ianuarie 2023).	30
Fig. 4. „De la rocă la risc” – Complexitatea căii de propagare a radonului de la producere la risc, influențat de mulți factori și interacțiuni (după P. Bossew în European Atlas of Natural Radiation, JRC, 2020)	35
Fig. 5. Procesul de emanație, difuzie, convecție și exhalatie a radonului (după Alharbi & Abbady, 2013)	36
Fig. 6. Variația fluxului de radon la diferite umidități pentru diferite tipuri de soluri (Manohar et al. 2013)	38
Fig. 7. Media aritmetică a concentrațiilor de radon rezidențial (după www.smartradon.ro, 2023)	53
Fig. 8. Media aritmetică a concentrațiilor de radon din sol (după Burghelle et al., 2019).	53
Fig. 9. Localizarea zonei de studiu	56
Fig. 10. Harta topografică a zonei de studiu	57
Fig. 11. Harta structurală a zonei de studiu – Munții Poiana Ruscă (după Balintoni, 1997)	58
Fig. 12. Harta geologico-structurală a zonei de studiu (după Harta geologică a României 1:200.000, foaia Deva și Harta geologică a României 1:50.000, foaia Băuțar, cu modificări) . . .	61

Fig. 13. Profil geologic 1-2 pentru aria de studiu - extras din Harta geologică a României 1:50.000, foaia Băuțar (Maier & Lupu, 1979)	61
Fig. 14. Harta solurilor din zona de studiu (după Gherasi et al. 1968) ..	62
Fig. 15. Radon Monitor-2 (RM-2)	64
Fig. 16. Radon-Jok	65
Fig. 17. Schema de măsurare a potențialului de radon geogen.	68
Fig. 18. Schema sistemului Rad-H ₂ O (după DURRIDGE, 2020)	69
Fig. 19. Sistemul RAD-H ₂ O pentru determinarea concentrației activității de radon și radiu din apă (A) și raportul final al măsurătorii (B) în cadrul Laboratorului de încercări radon „Constantin Cosma”	70
Fig. 20. Calcularea diferenței la pătrat dintre locațiile pereche a modelului de interpolare Kriging (www.arcgis.com, 2023) ..	75
Fig. 21. Selectarea punctelor vecine pentru IDW (www.arcgis.com, 2023)	76
Fig. 22. Exemplu de poligon Voronoi creat în jurul punctului de interpolare (www.arcgis.com, 2023).	77
Fig. 23. Exemplu de semivariogramă (după www.arcgis.com, 2023) .	78
Fig. 24. Schema de măsurare a concentrației de radon și a permeabilității solului în teren.	80
Fig. 25. Schema de măsurare a potențialului de radon geogen pentru fiecare locație	80
Fig. 26. Distribuția punctelor de măsurare și indicele de radon în zona de studiu pe harta geologică.	84
Fig. 27. Frecvența concentrațiilor de radon pentru cele 110 locații. ...	87
Fig. 28. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a concentrației de radon din sol.	88
Fig. 29. Concentrația de activitate de radon în funcție de formațiunea geologică	89
Fig. 30. Concentrația de activitate de radon în funcție de vârsta geologică	91
Fig. 31. Concentrația de activitate de radon din sol în funcție de tipul pedologic	92
Fig. 32. Analiza de trend pentru concentrația activității de radon din sol.	94
Fig. 33. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru concentrația de activitate de radon raportat la harta geologică.	95

Fig. 34. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 4 sectoare cu concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică	95
Fig. 35. Modelul de semivariogramă a datelor pentru concentrația de activitate de radon din sol	96
Fig. 36. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 4 sectoare	97
Fig. 37. Ordinary Kriging în 8 sectoare pentru concentrația de activitate de radon raportat la harta geologică.	97
Fig. 38. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 8 sectoare cu concentrația de activitate de radon din sol.	98
Fig. 39. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare	99
Fig. 40. Inverse Distance Weighting pentru concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică.	99
Fig. 41. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru Inverse Distance Weighting.	100
Fig. 42. Interpolarea Natural Neighbour pentru concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică	101
Fig. 43. Frecvența permeabilității solului în cele 110 locații.	102
Fig. 44. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a permeabilității solului.	103
Fig. 45. Permeabilitatea solului în funcție de substratul geologic	104
Fig. 46. Permeabilitatea solului în funcție de vârsta geologică	105
Fig. 47. Permeabilitatea solului în funcție de tipul pedologic.	106
Fig. 48. Analiza de trend pentru permeabilitatea solului	107
Fig. 49. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică.	108
Fig. 50. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 4 sectoare cu permeabilitatea solului raportat la harta geologică	109
Fig. 51. Modelul de semivariogramă a datelor pentru permeabilitatea solului	110
Fig. 52. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging în 4 sectoare	110

Fig. 53. Ordinary Kriging în 8 sectoare pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică.	111
Fig. 54. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 8 sectoare cu permeabilitatea solului raportat la harta geologică	111
Fig. 55. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare	112
Fig. 56. Interpolarea Inverse Distance Weighting pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică	113
Fig. 57. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru permeabilitatea solului prin metoda IDW	113
Fig. 58. Interpolarea Natural Neighbour pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică.	114
Fig. 59. Frecvența potențialului de radon geogen în cele 110 locații .	116
Fig. 60. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a potențialului de radon geogen	117
Fig. 61. Potențialul de radon geogen în funcție de formațiunea geologică	117
Fig. 62. Potențialul de radon geogen în funcție de vârsta geologică .	119
Fig. 63. Potențialul de radon geogen în funcție de tipul pedologic .	120
Fig. 64. Analiza de trend pentru potențialul de radon geogen.	121
Fig. 65. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică	122
Fig. 66. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging cu potențialul de radon geogen în 4 sectoare	123
Fig. 67. Modelul de semivariogramă a datelor pentru potențialul de radon geogen.	124
Fig. 68. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză	124
Fig. 69. Ordinary Kriging pentru potențialul de radon geogen în 8 sectoare, raportat la harta geologică	125
Fig. 71. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză	126
Fig. 70. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging cu potențialul de radon geogen în 8 sectoare	126

Fig. 72. Interpolarea Inverse Distance Weighting pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică	127
Fig. 73. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda IDW	128
Fig. 74. Interpolarea Natural Neighbour pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică	128
Fig. 75. Concentrația de activitate de radon (sus), permeabilitatea solului (mijloc) și potențialul de radon geogen (jos).	130
Fig. 76. Potențialul de radon geogen raportat la substratul geologic.	131
Fig. 77. Potențialul de radon geogen raportat la vârsta geologică	132
Fig. 78. Potențialul de radon geogen raportat la pedologia zonei de studiu	133
Fig. 79. Potențialul de radon geogen raportat la elevația zonei de studiu	134
Fig. 80. Potențialul de radon geogen în grid de 5 x 5 km.	135
Fig. 81. Concentrația de activitate de radon în cele 14 probe și media aritmetică pentru apa din izvor, fântână și apa de suprafață.	139
Fig. 82. Zona Sterminosu cu lucrările miniere abandonate.	140
Fig. 83. Concentrația de activitate de radon în ape de suprafață în zona Sterminosu (Bq/l).	141
Fig. 84. Localizarea punctelor de prelevare a probelor de apă cu categoria concentrației de radon raportată la harta geologică	143
Fig. 85. Concentrația de activitate de radon în cele 14 probe și media aritmetică pentru apa din izvor, fântână și apa de suprafață	146
Fig. 86. Localizarea punctelor de prelevare a probelor de apă cu categoria concentrației de radon pe harta geologică	148
Fig. 87. Concentrațiile de activitate de radon în ape de suprafață în zona Sterminosu (mBq/l).	149

Listă de tabele

Tabel 1. Dozele efective medii anuale la nivel mondial în 2000 (după Charles, 2001)	31
Tabel 2. Nivelul de referință privind concentrația de radon pentru locuințe și locurile de muncă existente în reglementările internaționale (după Bochicchio, 2011)	32
Tabel 3. Definirea zonelor predispuse la radon (Radon Prone Areas) (după Bossew et al. 2017)	33
Tabel 4. Clasificarea simplificată a formațiunilor geologice din zona de studiu	62
Tabel 5. Categoriile de permeabilitate (Neznal et al. 2004)	67
Tabel 6. Rezultate intercomparare Republica Cehă	72
Tabel 7. Raportul R1 / R2	73
Tabel 8. Statistica descriptivă pentru schemele de măsurare a potențialului de radon geogen în 34 de locații	81
Tabel 9. Statistica descriptivă pentru concentrația de radon din sol, permeabilitatea solului și potențialul de radon geogen în șapte formațiuni geologice, conform schemei de măsurare cu 15 puncte	83
Tabel 10. Statistica descriptivă pentru concentrația de activitate de radon din sol	86
Tabel 11. Frecvența măsurătorilor per formațiune geologică	89
Tabel 12. Frecvența măsurătorilor raportat la vârsta geologică	91
Tabel 13. Frecvența măsurătorilor per formațiunea pedologică	93
Tabel 14. Statistica descriptivă pentru permeabilitatea solului	102
Tabel 15. Statistica descriptivă pentru potențialul de radon geogen .	115
Tabel 16. Statistica descriptivă pentru concentrația de radon din apă .	138

Tabel 17. Concentrația de activitate de radon din apă cu specificul geologic și vârsta geologică	142
Tabel 18. Statistica descriptivă pentru concentrația de radon din apă .	145
Tabel 19. Concentrația de activitate de radon din apă cu specificul geologic și vârsta geologică	147

1. Introducere

1.1. Importanța radonului

În prezent sunt inventariate 92 de elemente chimice naturale, de la hidrogen la uraniu, care au 257 de izotopi stabili și mai mult de 1200 de izotopi radioactivi (Cosma & Jurcuț, 1996).

Radioactivitatea s-a descoperit în 1896 de către Henri Becquerel, iar numele de *radioactivitate* se datorează radiului care emitea radiații intense.

Nucleele radioactive se descompun conform legilor mecanicii cuantice, probabilitatea de dezintegrare a unui nucleu nu depinde de factori exteriori în unitatea de timp. Numărul de nucleee dezintegrate în timp se poate scrie cu ajutorul ecuației (I):

$$dN = -\lambda N dt \quad (I)$$

Unde λ este constanta radioactivă, dN este reprezentat de numărul de nucleee dezintegrate și dt este intervalul de timp (Cosma & Jurcuț, 1996). Prin ecuația (II) se poate afla formula dezintegrării radioactive:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (II)$$

Unde N reprezintă numărul de nucleee nedezintegrate după timpul t și N_0 este numărul de nucleee la momentul inițial.

Timpul de înjumătățire ($T_{1/2}$) reprezintă timpul în care numărul de nucleee nedezintegrate se reduce la jumătate. Activitatea este reprezentată de numărul de nucleee dezintegrate a unei specii radioactive pe unitatea de timp. În Sistemul Internațional (SI), unitatea de măsură pentru activi-

tate este Bequerel (**Bq**), reprezentând o dezintegrare pe secundă (Cosma & Jurcuț, 1996).

Primele lucrări scrise despre problema radonului apar încă din secolul al XVI-lea. Pentru prima dată a fost observată o mortalitate neobișnuit de mare din cauza bolilor pulmonare apărute la minerii mai tineri din regiunea Schneeberg (Agricola, 1556). Primul raport provine de la Paracelsus în cartea *Über die Bergsucht und andere Bergkrankheiten* în care este raportată o mortalitate ridicată a minerilor din Saxonia și Boemia, iar la sfârșitul secolului al XIX-lea decese sunt atribuite cancerului pulmonar (Jacobi, 1993).

După prelucrarea unei mari cantități de pechblendă (minereu de uraniu), Marie și Pierre Curie au reușit separarea radiului și în 1902 Friedrich Dorn descoperă gazul radioactiv generat de către radiu. În 1908, pentru prima dată, William Ramsay și Robert Gray numesc această emanație niton. După anul 1920 denumirea de niton devine radon.

În România primele măsurători asupra radioactivității naturale, inclusiv asupra radonului, au început în 1908, fiind efectuate de Dragomir Hurmuzescu. Primul lui studiu s-a referit la radioactivitatea apelor minerale și geotermale. În perioada interbelică, George Atanasiu a determinat radiul și radonul din majoritatea apelor minerale și geotermale din România. Rezultatele obținute sunt disponibile în volumul *Opere alese* editat în 1977 la Editura Academiei (Atanasiu, 1977). Cercetări privind radonul din minele uranifere și neuranifere s-au realizat în cadrul Laboratorului de Radiații din orașul Ștei, județul Bihor de către Gheorghe Șandor, G. Dinică și Peic T. Acest laborator a fost tutelat de către Institutul pentru Materiale Rare și Radioactive din București (Șandor et al. 1992).

Radonul, în general, este cunoscut pentru efectele nocive asupra sănătății umane. Însă, radonul are și efecte benefice atât pentru sănătatea umană prin spa-uri de radon (Ameon, 2003; Kobal & Renier, 1987; Soto et al. 1995; Soto & Gomez, 1998), radioterapii pentru tratarea diferitelor tipuri de cancer (Kojima et al. 2019), cât și pentru știință folosit ca trasor pentru contaminarea apelor subterane (Feliu, 2022; Mattia et al. 2020), pentru diverse studii de mediu (Quindos Poncela et al. 2013) și studii geologice, geofizice și geochemice (Baskaran, 2016). Efectele nocive sunt prezentate începând cu Capitolul 2 din această carte.

Începând cu anul 1997 radonul a fost măsurat și în cadrul laboratorului Universității Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca prin intermediul domnului Prof. Dr. Constantin Cosma, recunoscut la nivel internațional pentru lucrările științifice privind radonul. În prezent, grupul format de către Prof. Dr. Constantin Cosma este regăsit sub forma unui laborator de cercetare a radonului, laborator care îi poartă numele: Laboratorul de Încercări Radon „Constantin Cosma” din cadrul Facultății de Știința și Ingineria Mediului, Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca, România.

În momentul de față, Laboratorul de Încercări Radon „Constantin Cosma” este principalul grup de studiu al radonului din România cu articole științifice publicate în reviste internaționale.

1.2. Scopul și obiectivele lucrării științifice

Lucrarea de față își propune determinarea potențialului de radon geogen în funcție de specificul geologic al zonei de studiu. Astfel, în vederea atingerii scopului, s-au impus următoarele obiective:

- Determinarea concentrației de radon din sol și a permeabilității solului,
- Calcularea potențialului de radon geogen,
- Realizarea hărților de predicție a potențialului de radon geogen în corelație cu geologia, pedologia și elevația zonei de studiu,
- Determinarea concentrației activității de radon și radium din apa de izvor, fântâni și de suprafață.

1.3. Structura cărții

Cartea de față este dezvoltată pe parcursul a cinci capitole.

Capitolul 1 descrie fenomenul de radioactivitate naturală, cum a fost descoperit acest fenomen și prezintă modul în care a apărut denumirea de radon. Tot aici sunt amintite scopul și obiectivele lucrării științifice.

Capitolul 2 descrie proprietățile fizico-chimice a radonului, cercetarea radonului rezidențial și sunt amintite reglementările în vigoare atât la

nivel internațional cât și la nivel național. Este descris termenul de radon geogen, generarea și transportul radonului la suprafața solului și sunt prezentate studii internaționale și naționale realizate pe această tematică. Este descrisă importanța măsurătorilor de radon și radium din apă, alături de studii internaționale și naționale. Tot aici este argumentată alegerea temei de cercetare.

Capitolul 3 descrie zona de studiu din punct de vedere geomorfologic, geologic și pedologic. Sunt prezentate echipamentele pentru determinarea concentrației de radon din sol și a permeabilității solului. Sunt menționate metodele de calcul a potențialului de radon geogen. Este descris echipamentul și metodologia de determinare a concentrației de radon și radium din apă. Sunt prezentate rezultatele intercomparării internaționale a aparatelor de măsurare a radonului geogen pentru siguranța calității datelor obținute. În final, sunt descrise tipurile de analiză a datelor obținute în cadrul acestei lucrări de doctorat.

Capitolul 4 prezintă stabilirea unei metode eficiente de determinare a potențialului de radon geogen. Sunt prezentate rezultatele obținute pentru concentrația de activitate de radon din sol, a permeabilității solului și a potențialului de radon geogen. Sunt realizate discuțiile pe marginea rezultatelor obținute pentru potențialul de radon geogen. Tot aici, sunt prezentate rezultatele concentrațiilor de activitate a radonului și radiului din diferite corpuri de apă (fântâni, izvoare, râuri).

Capitolul 5 prezintă concluziile acestei lucrări și direcțiile viitoare de cercetare.

2. Radonul

2.1. Proprietăți fizico-chimice

Radonul este un gaz radioactiv produs din dezintegrarea radiului (^{226}Ra) în seria de dezintegrare naturală a uraniului. Este un gaz nobil, iar timpul de înjumătățire de 3,82 de zile. Nu participă la reacții chimice și este prezent în roci, soluri, în apele de suprafață și de adâncime, în aerul exterior și de interior.

În prezent sunt cunoscuți peste 20 de izotopi ai radonului, fiind toți radioactivi. Cei mai importanți sunt radonul (Rn-222), toronul (Rn-220) și actinonul (Rn-219). Timpul de înjumătățire mai mare al radonului îl face pe acesta să fie mai cercetat decât toronul ($T_{1/2} = 55,6$ secunde), respectiv actinon ($T_{1/2} = 4$ secunde). Radonul și toronul sunt emițători de radiație alfa, dar comportamentul lor în mediu este diferit. Producții lor de descompunere sunt izotopi de poloniu, bismut și plumb.

Toți cei trei izotopi sunt produși intermediari în dezintegrarea radioactivă a uraniului și toriului. Principalii izotopi ai uraniului sunt U-234 cu o abundență foarte scăzută, de 0,006%, U-235 cu o abundență de 0,72% și un timp de înjumătățire de 710 milioane de ani, respectiv U-238 cu o abundență de 99,27% și un timp de înjumătățire de 4,5 miliarde de ani. Toriul, cu timpul de înjumătățire de 14 miliarde de ani, este mai abundent în scoarța terestră de aproximativ 4 ori decât uraniul (Cosma & Jurcuț, 1996).

Densitatea radonului este de 9,73 g/L la 0°C și 1 atm, ceea ce îl face să fie un gaz greu. În condiții normale este un gaz fără proprietăți organoleptice, însă răcit sub punctul de solidificare radonul devine fosforescent

strălucitor, la temperaturi scăzute acesta devine galben și la temperatura azotului lichid acesta devine roșu oranj (Weast & Astle, 1979).

Produsele rezultate din dezintegrarea radonului sunt atașate pe particule de aerosoli. O creștere a expunerii interne a corpului uman poate fi provocată de inhalarea în plămâni a acestor particule. În consecință, poate avea ca rezultat o incidență mai mare a cancerului la nivel pulmonar (Mikšová & Barnet, 2002). Descendenții radonului, în special poloniu-218 și poloniu-214 emit particule alfa cu energie mare (6,00 MeV pentru Po-218 și 7,69 pentru Po-214). În plus, dezintegrarea are loc într-un timp de înjumătățire scurt de 3,04 minute pentru Po-218, respectiv 164 μ s pentru Po-214 (Nero et al. 1990).

2.2. Cercetarea radonului rezidențial

În majoritatea studiilor efectuate în Europa, Statele Unite ale Americii și Asia, pentru determinarea radonului rezidențial s-au folosit detectorii de urme din alidiglicol (CR-39). În Europa, Tollefsen et al. (2011) au integrat datele furnizate de statele Uniunii Europene privind radonul rezidențial în vederea realizării primei hărți de acest gen la nivel de continent. Această hartă este împărțită în celule de 10 x 10 km, în **Fig. 1** fiind reprezentată distribuția radonului rezidențial (hartă actualizată în 2022). Printre țările care au înregistrat cele mai mari activități ale radonului sunt cele așezate pe roci cristaline, vulcanice sau granitice precum Republica Cehă, Finlanda (partea sudică) și Italia (partea centrală).

La nivelul României, primul studiu pentru realizarea unei hărți a concentrației de activitate de radon este realizat de (Cosma et al. 2013a). Studiul acoperise 105 celule din totalul de 4620 (**Fig. 2**).

În 2019, în România s-au investigat 25 de județe acoperind 878 de celule, peste 44% din totalul celulelor populate (**Fig. 3**).

Nivelul de radon în interiorul clădirilor depinde de geologia zonei, materialele de construcții, prezența fundației sau a pivniței și stilul de viață al locuitorilor (Cosma et al. 2013a). Radonul a fost clasificat gaz carcinogen de către Agenția Internațională pentru Cercetarea Cancerului (*eng.* IARC – *International Agency Research on Cancer*) (IARC, 1988).

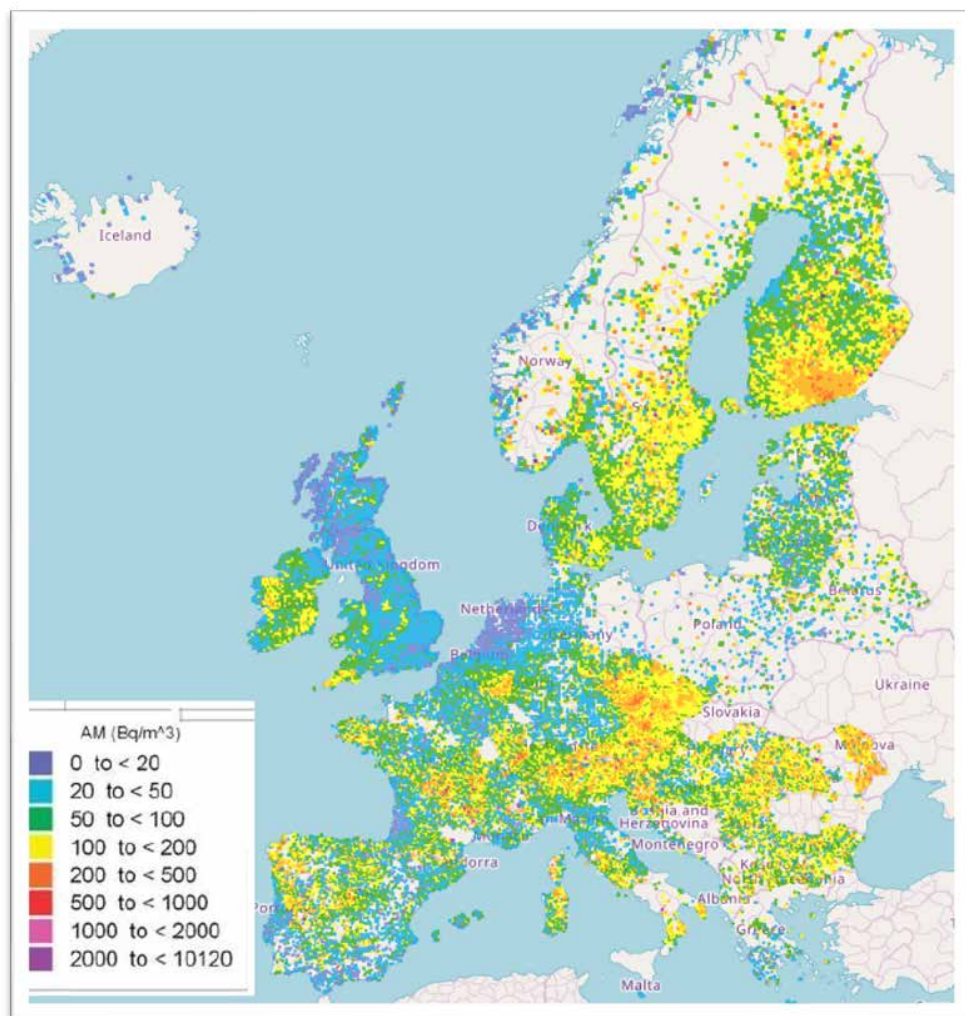


Fig. 1. Harta radonului rezidențial în Europa (JRC, accesat în 2 februarie 2022)

Sistemul Informațional de Mediu și Sănătate al Uniunii Europene (Environment and Health Information System) a arătat prin studii de cohortă pe mineri că există o relație clară între expunerea la radon și riscul de cancer pulmonar, relația fiind dependentă de vârstă, gen și tipul de expunere (ENHIS, 2009). Studii epidemiologice efectuate în 13 țări, se referă la o creștere a riscului relativ de cancer pulmonar într-o gamă de 9-16% pe 100 Bq/m³ expunere la radon (Darby et al. 2006), astfel acesta a

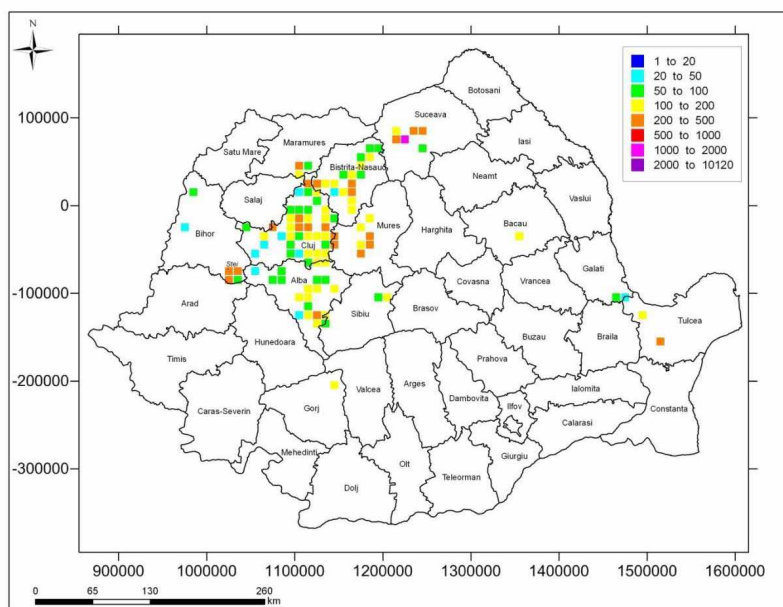


Fig. 2. Distribuția spațială a concentrației de radon rezidențial la nivelul României în 2013 (după Cosma et al. 2013a)

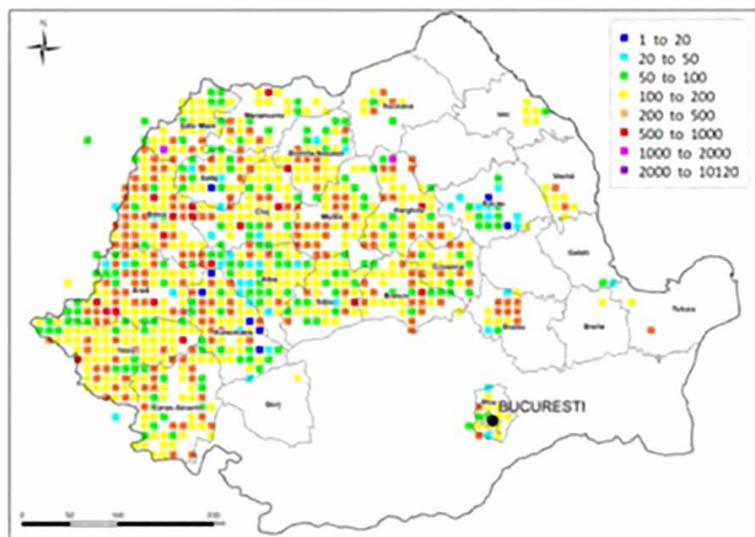


Fig. 3. Distribuția spațială a concentrației de radon rezidențial la nivelul României în 2019 (www.smartradon.ro, accesat la 21 ianuarie 2023)

ajuns să fie unul dintre cei mai cercetați carcinogeni ai mediului, fiind a doua cauză de cancer pulmonar, după fumat (EPA, 2003).

Doar în Uniunea Europeană, studiile au arătat că, în fiecare an, radonul din clădiri cauzează aproximativ 20.000 de decese prin cancer pulmonar, reprezentând 9% din totalul deceselor rezultate din cancerul pulmonar din UE și aproximativ 2% din totalul deceselor cauzate de cancer (Darby et al. 2005).

În **Tabel 1** sunt prezentate sursele de radiații atât naturale cât și artificiale dar și doza efectivă medie anuală cu procentajul aferent.

Tabel 1. Dozele efective medii anuale la nivel mondial în 2000 (după Charles, 2001)

Sursa radiației	Doza (mSv)	%		
Inhalare (radon)	1,2	42,72	85,5% 2,4 mSv	Natural
Raze gamma terestre	0,5	17,80		
Raze cosmice	0,4	14,24		
Ingestie	0,3	10,68		
Diagnostic medical	0,4	14,24	14,5% 0,4 mSv	Artificial
Testări nucleare atmosferice	0,005	0,18		
Accident Cernobîl	0,002	0,07		
Producție energie nucleară	0,002	0,07		
Total doză/an	2,81	100		

2.3. Reglementări legislative internaționale și naționale ale radonului

În 2011, Organizația Mondială a Sănătății (OMS) a publicat noi recomandări și reglementări asupra radonului rezidențial. Aceasta le-a revizuit pe cele vechi și au scăzut nivelul de referință a expunerii la radon de la 250 Bq/m³ la 100 Bq/m³. Unde nu e posibilă scăderea nivelului de radon rezidențial (din cauza geologiei) nivelul de referință este de 300 Bq/m³. În **Tabel 2** sunt prezentate reglementările OMS, ICRP (Comisia Internațională pentru Protecția Radiologică, IAEA (Agenția Internațională pentru Energie Atomică), Comisia Europeană și Organizația Mondială a Sănătății (Bochicchio, 2011).

Tabel 2. Nivelul de referință privind concentrația de radon pentru locuințe și locurile de muncă existente în reglementările internaționale (după Bochicchio, 2011)

Organizație	Nivel de referință (Bq/m ³)	
	Locuințe	Locuri de muncă
Comisia Internațională pentru Protecția Radiologică	≤ 300	
Organizația Mondială a Sănătății	100 (≤ 300)	
Comisia Europeană	≤ 300	≤ 1000
Agenția Internațională pentru Energie Atomică	≤ 300	≤ 1000
Țările Nordice	100 - 200	

Directiva EURATOM 59/2013 obligă statele membre UE să dezvolte și să implementeze un plan de acțiune privind radonului începând cu 2018. Planul de acțiune constă în stabilirea nivelurilor de expunere la radon și riscurilor aferente în locuințe, clădiri publice și la locurile de muncă, respectiv pentru materialele de construcție cu conținut ridicat de radio-nuclizi naturali.

În România este inițiată din 2015, reglementarea radonului în apa potabilă prin *Legea nr. 301/2015 privind stabilirea cerințelor de protecție a sănătății populației în ceea ce privește substanțele radioactive din apa potabilă*. Această valoare a fost stabilită la 100 Bq/l pentru apa destinată consumului uman (*Legea Nr. 301/2015 Privind Stabilirea Cerințelor de Protecție a Sănătății Populației În Ceea Ce Privește Substanțele Radioactive Din Apa Potabilă*, 2015). Prin aceeași lege este reglementată și concentrația activității de rادیu-226 din apa destinată consumului uman la o valoare maximă admisă de 0,5 Bq/l (*Legea Nr. 301/2015 Privind Stabilirea Cerințelor de Protecție a Sănătății Populației În Ceea Ce Privește Substanțele Radioactive Din Apa Potabilă*, 2015).

În 2018 este reglementat și nivelul de radon din clădirile rezidențiale și cele de birouri sau cu acces public prin *Hotărârea de Guvern nr. 526 din 2018 pentru aprobarea Planului național de acțiune la radon*. Valoarea maximă admisă pentru concentrația de radon este de 300 Bq/m³ (*HG 526/2018 - Planul Național de Acțiune La Radon*, 2018).

Zonele predispuse la radon (Radon-Prone Areas) sunt descrise de Standardele de siguranță de bază ale Uniunii Europene din 2014 (*The EU 2014 Basic Safety Standards*) ca zone geografice sau unități administrative în care studiile indică faptul că procentul de locuințe estimat vor depăși nivelurile naționale de referință este semnificativ mai mare decât în alte

părți ale țării (Bossew, 2015). În general, zonele predispușe la radon pot fi identificate după două criterii: măsurători directe ale concentrațiilor de radon din clădiri sau măsurători ale concentrației de radon din sol, debitul de doză gamma terestră sau conținutul de uraniu / radium în sol și roci dacă nu sunt disponibile date pentru concentrația radonului rezidențial (Dubois & Bossew, 2006).

Conform raportului UNSCEAR (*United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation* – Comitetul Științific al Națiunilor Unite pentru Efectele Radiației Atomice) publicat în 1988, clasifică materialele de construcții cu un conținut radioactiv crescut: cărămida (63 Bq/kg), țigla (78 Bq/kg), zgura (70 Bq/kg), betonul (141 Bq/kg) și gipsul pe bază de fosforit (740 Bq/kg) (UNSCEAR, 1988).

Astfel, în 2018 statele membre Uniunii Europene definesc zonele predispușe la radon după modelul următor (**Tabel 3**) (după Bossew et al. 2017):

Tabel 3. Definirea zonelor predispușe la radon (Radon Prone Areas)
(după Bossew et al. 2017)

Țară	Limita maximă Radon (Bq/m ³)	Limita zonei predispușe la radon	Definirea zonei predispușe la radon
Austria	300	Municipalitate	M.A. > 300 Bq / m ³
Belgia	300	Municipalitate	prob(C>300) > 5%
Cipru		Zonă	M.A. (C) > media națională
Republica Cehă	300	Municipalitate	prob(C>300) > 30%
Germania	300	Zonă	prob(C>300) > 10% cu 90% confidență; prob(C>300) < 10% cu 90% confidență status indecis.
Finlanda	200 (locuințe) 300 (birouri)		prob(C>200) > 10% prob(C>300) > 10%
Grecia	300	Zonă	prob(C>300) > 10%; prob(C<300) > 90% cu 90% confidență – Nu este zonă predispusă la radon
Irlanda	200	Celulă 10x10 km	prob(C>200) > 10%
Lituania	300	U.A.T.	prob(C>300) > 10%
Luxemburg	300	Zonă	prob(C>300) > 5%
Malta	200		prob(C>200) > 1%
Norgevia			Nu există zone predispușe la radon declarate
Regatul Unit	200	Suprafață afectată de Radon	prob(C>200) > 1%

În ultimii ani, radonul a fost folosit ca un marker pentru calibrarea emisiilor urmelor de gaze, precum metanul (CH_4), dioxidul de carbon (CO_2) și oxidul de azot (N_2O), provenite de la sistemele terestre mari. Această tehnică de calibrare oferă o măsură sigură a ratelor de schimb a gazelor cu efect de seră dintre sol și atmosferă (Manohar et al. 2013; van der Laan et al. 2009).

Principala sursă de radon în interiorul locuințelor este solul (Nero, 1989), astfel, radonul rezidențial are tendința de a fi corelat cu geologia locală. Modelarea și cartografierea potențialului de radon din interiorul locuințelor dar și cel al radonului geogen oferă oportunitatea de identificare a zonelor cu concentrații de activitate ridicate ale radonului (Dubois et al. 2010).

2.4. Radonul geogen

2.4.1. Generarea și transportul radonului de la sursă în interiorul clădirilor

În termeni generali, prin radon geogen se înțelege „contribuția solului/ rocilor” (*eng. what earth delivers*) în ceea ce privește potențialul de radon (Gruber et al. 2013).

În timp ce harta cu potențialul de radon geogen indică riscul potențial, independent de orice construcție existentă, harta cu potențialul de radon din interiorul clădirilor reprezintă o medie a riscului real de sănătate în clădirile existente, neputând fi extrapolat la o clădire învecinată (Dubois et al. 2010). Principalul factor care influențează potențialul surselor de radon în sol și în interiorul locuințelor îl reprezintă, la scară locală, natura geologică a rocii de bază (Ciotoli et al. 2017; Kemski et al. 2001, 2005). Potențialul de radon geogen depinde de conținutul de radionuclizi din sol, respectiv permeabilitatea solului, nefiind influențat de factori antropici (Gruber et al. 2013).

În **Fig. 4** sunt prezentați factorii care influențează concentrația de radon în sol și anume:

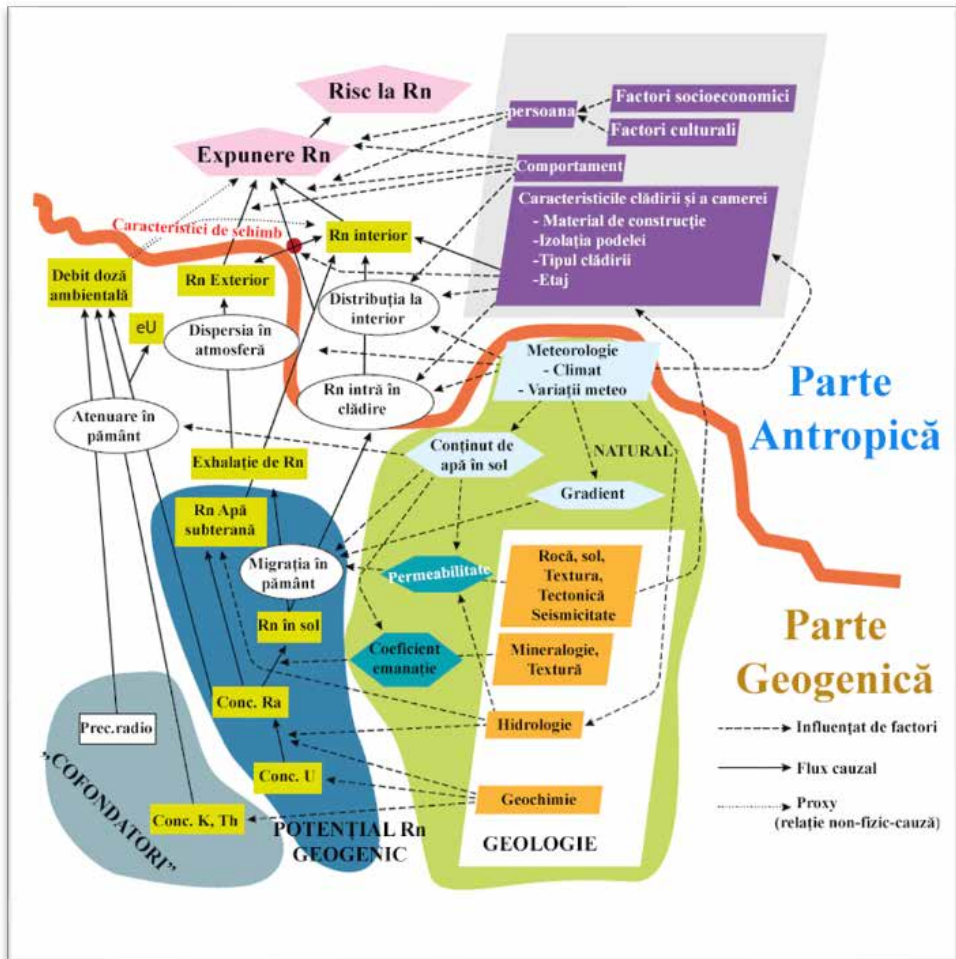


Fig. 4. „De la rocă la risc” – Complexitatea căii de propagare a radonului de la producere la risc, influențat de mulți factori și interacțiuni (după P. Bossew în European Atlas of Natural Radiation, JRC, 2020)

A) Factori geologici:

Concentrația de uraniu în roci și sol. Radonul este un membru al seriei de dezintegrare U-238. Din U-238 se dezintegrează în Ra-226, care se dezintegrează în Rn-222. Uraniul 238 este prezent în toate tipurile de roci (sedimentare, metamorfice și magmatice) în diferite concentrații: în rocile sedimentare concentrațiile de radon sunt mai reduse, în cele magmatice și de origine vulcanică sunt printre cele mai ridicate.

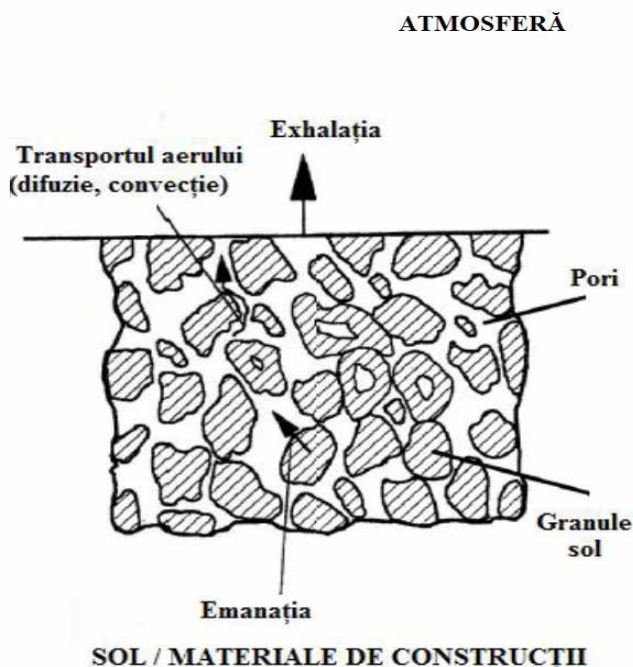


Fig. 5. Procesul de emanație, difuzie, convecție și exhalație a radonului (după Alharbi & Abbady, 2013)

Permeabilitatea solului este o proprietate intrinsecă, ce controlează capacitatea mediului geologic de a facilita transportul radonului prin difuzie sau convecție, în alte gaze din sol, de la roca generatoare la suprafața solului (Nazaroff & Nero, 1988).

Radonul este emanat de către rocă și este transportat, prin porii solului, la nivelul scoarței terestre, unde se produce procesul de exhalație în atmosferă (Cosma & Jurcuț, 1996). Proprietățile solului (umiditatea, porozitatea și granulația solului) influențează aceste procese de emanație, transport și exhalație a radonului din respectivul sol (Tauner, 1964). În urma procesului de emanație și transport, radonul este prezent în multe ape și gaze naturale, chiar dacă radiul dizolvat are concentrații reduse, în urma decuplării între sursă (radiu) și radonul transportat de apă (H. M. Prichard & Gesell, 1977).

Neomogenități geologice. În zonele rezidențiale, concentrațiile de radon din sol sunt influențate de intervenția umană. Spre exemplu, modificările concentrației de radon se pot datora săpăturilor la nivelul solului, aducere de materiale de umplutură, fundații, izolații etc. Intervenții asupra solului sunt de obicei mai permeabile, orientate vertical, intersectând mai multe tipuri de roci cu potențial diferit de radon. În plus, faliile din regiunile tectonic active pot să reprezinte căi importante de migrare a radonului. În astfel de situații, s-a constatat că transportul prin convecție a radonului spre suprafața solului depinde de poziția faliilor și de permeabilitatea lor (Ciotoli et al. 2007, 2016; Pereira et al. 2010).

B) Variații ale concentrației radiațiilor cu adâncimea

În numeroase cazuri s-a observat că în zona superficială (în pătura de sol) activitatea de radon crește cu adâncimea (Clavensjö & Åkerblom, 1994). Diferențele locale la nivelul structurii solului și tipurile litologice ale rocii de bază influențează variațiile radonului cu adâncimea la un loc de prelevare. Astfel tendința de creștere a concentrației de radon cu adâncimea nu este definită pentru toate tipurile de roci (Neznal et al. 1994, 1996).

C) Variații meteorologice

Procesele fizice de transport a radonului în sol sunt afectate de variațiile sezoniere. Concentrațiile de radon măsurate vara nu pot fi utilizate pentru a prezice nivelurile de radon în timpul iernii, din cauza efectului combinat al parametrilor geologici și meteorologici. (Ciotoli et al. 2007).

D) Umiditatea solului

Solul constituie o interfață între roca de bază și atmosferă, fiind supus variațiilor de umiditate generate de condițiile meteo. Umiditatea poate influența migrarea radonului pe verticală, modificând permeabilitatea solului. Cauza variației sezoniere a fluxului de radon poate fi în principal gradul de saturație cu apă a solului (King & Minissale, 1994). La o umiditate de 100% fluxul de radon este 0, fie că este argilă, mâl sau nisip (Manohar et al. 2013). În **Fig. 6** este prezentat fluxul de radon în trei tipuri de soluri, la diferite umidități.

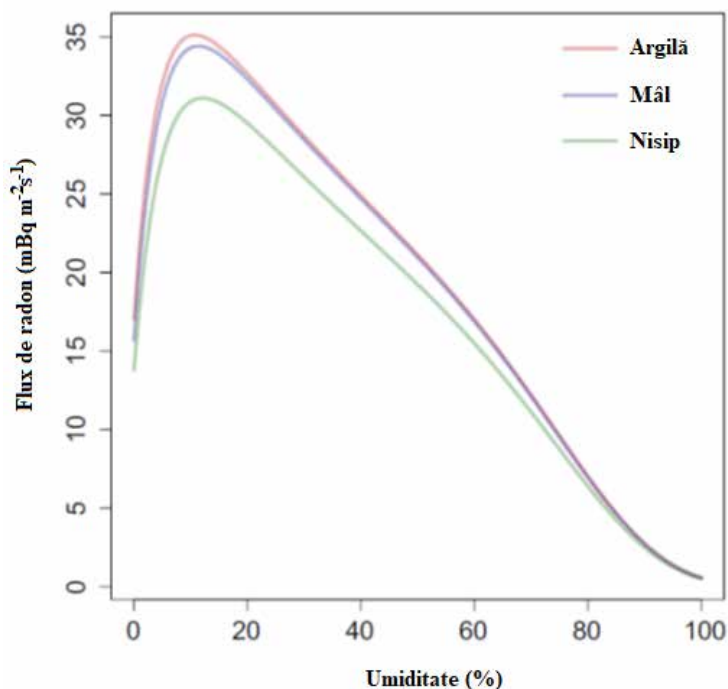


Fig. 6. Variația fluxului de radon la diferite umidități pentru diferite tipuri de soluri (Manohar et al. 2013)

E) Temperatura solului, temperatura aerului și presiunea barometrică

Temperatura și diferența de presiune dintre aerul din sol și cel atmosferic joacă un rol important în migrarea radonului. În plus, viteza vântului, curenții ascendenți determinați de inversiunile termice și variațiile rapide ale presiunii atmosferice pot juca un rol important în unele cazuri. În general, temperatura și presiunea barometrică pot avea o acțiune sinergică. De exemplu, o creștere a temperaturii și / sau o scădere a presiunii barometrice favorizează fluxul de radon din sol în atmosferă. Astfel se realizează un dezechilibru tranzitoriu între fluxul de la nivelul mai adânc al solurilor și nivelurile mai puțin adânci, rezultând un conținut de radon nestaționar (Cosma & Jurcuț, 1996).

F) Vântul

Depresurizarea locală este determinată de vitezele mari ale vântului, producându-se astfel scăderea concentrației de radon în sol datorită diluției gazului de către aerul atmosferic și totodată îndepărtat de la suprafața

solului (Vitagio, 2012). Adâncimea până la care au fost observate efectele vântului poate atinge 1,5 m (Kovach, 1945; Kraner et al. 1964).

Concentrația medie de radon din sol la o adâncime de 3 m este de cca 55 kBq/m³. La suprafața solului, concentrația medie de radon este de 1 kBq/m³, iar la o înălțime de 1 metru deasupra solului concentrația medie de activitate de radon este de aproximativ 8 Bq/m³ (Cosma & Jurcuț, 1996).

În 2008, Joint Research Centre și grupul de Monitorizare a Radioactivității Mediului din cadrul Institutului pentru Elemente Transuraniene au decis alcătuirea unei hărți a radonului geogen din Europa în cadrul Atlasului European de Radiații Naturale (De Cort, 2010). Utilizând date geologice și măsurători de radon în sol, harta de radon geogen prezintă potențialul de radon în orice loc din Europa în comparație cu harta de radon din aerul de interior din Europa, care acoperă doar zonele unde sunt disponibile măsurători de radon (De Cort, 2010).

Potențialul de radon geogen (*eng. GRP – Geogen Radon Potential*) este definit ca „contribuție a Pământului (solului)” la concentrația de radon. Este cunoscut faptul că în scoarța Terrei conținutul elementelor radioactive poate varia foarte mult (Appleton, 2007), în funcție de roca de bază originală (Stoici & Tătaru, 1988). Cu toate acestea, pentru a determina potențialul de radon geogen trebuie determinată concentrația activității de radon din sol și permeabilitatea solului, indiferent de datele disponibile pentru roca de bază. În prezent, diverse țări aplică metode diferite de calcul a potențialului de radon geogen, aspect care împiedică coroborarea datelor la nivel macro (Cinelli et al. 2019).

2.4.2. Studii internaționale

În Germania, Kemske et al. (1996, 2001) au determinat potențialul de radon geogen printr-o metodă empirică. S-a determinat concentrația de radon din sol în trei puncte de măsurare așezate sub forma unui triunghi cu baza și înălțimea de 5 m. Concentrația de radon din sol a fost măsurată cu ajutorul celulelor Lucas la o adâncime de 1 m. Concentrația de activitate de radon a variat între 2 și 4096 kBq/m³, cu mediana de 38 kBq/m³. Cele mai crescute concentrații de radon din sol au fost determinate în substratul geologic din Cambrian și cele mai scăzute au fost măsurate în Cuaternar și Cretacic. Din punct de vedere al tipului de roci, concentrațiile cele mai ridicate au

fost măsurate în rocile vulcanice și plutonite acide, iar cele mai scăzute concentrații în nisipuri, argile și nisipurile și argilele de natură glaciară. Permeabilitatea solului s-a determinat cu ajutorul procedurii dezvoltate de către Stegemann (1994). Aerul este introdus cu ajutorul unei sonde în sol, la presiune constantă. Presupunând condiții de transport laminar, permeabilitatea s-a calculat pe baza debitului de aer introdus, utilizând legea lui Darcy. Pe baza unei matrici de clasificare, potențialul de radon geogen a fost împărțit în 6 clase locale (de la 1 la 6) și 5 clase regionale (de la A la E) în funcție de concentrația maximă de radon și permeabilitatea medie în cele 3 puncte de măsurare. În studiul realizat de Kuske et al. (2020), s-a determinat concentrația de radon din sol prin metoda activă, utilizând dispozitivul AlphaGuard (Bertin GmbH). Probele au fost prelevate de la o adâncime de 1 m folosind dispozitive de probare Bonner. Permeabilitatea solului s-a determinat prin presurizarea cavității din sol de unde s-a prelevat proba de radon.

În Republica Cehă, Mikšová & Barnet (2002) au măsurat concentrația de radon din sol în cadrul Programului Național de Radon. S-au utilizat emanometre pe principiul camerei de ionizare sau a celulelor Lucas și a instrumentului portabil Scintrex RDA 200. Concentrația de radon din sol a fost măsurată la o adâncime de 0,8 m. Permeabilitatea solului s-a măsurat in-situ sau s-a determinat prin analiza granulometrică a solului. Neznal et al. (2004) au propus determinarea potențialului de radon geogen pentru a calcula riscul la radon pentru construcții. Concentrația de radon din sol, respectiv permeabilitatea solului s-au măsurat în 15 puncte pe o suprafață de maxim 800 m². Metoda de determinare este identificată în continuare ca *metoda Neznal*. Concentrația de radon din sol a fost măsurată cu ajutorul celulelor Lucas, iar permeabilitatea solului a fost determinată cu ajutorul aparatului Radon-Jok (Radon v.o.s., Republica Cehă), calculată pe baza legii lui Darcy. Potențialul de radon (RP – eng. *Radon Potential*) geogen a fost transformat în Indice de Radon (R.I. – eng. *Radon Index*) indicând nivelul de risc la radon dat de roca de bază. Autorii au propus o clasificare a indicelui de radon pe baza potențialului de radon, astfel: $RP < 10$ – RI scăzut, $10 \leq RP < 35$ – RI mediu, $35 \leq RP$ – RI ridicat. Pentru studiul radonului geogen în formațiunile geologice din Republica Cehă, Barnet et al. (2008, 2010) au determinat potențialul de radon prin metoda dezvoltată

de Neznal. Concentrația de activitate de radon a fost măsurată cu LUK3C cu ajutorul celulelor Lucas (metodă prin scintilație), iar permeabilitatea solului a fost calculată cu Radon-Jok. Cele mai ridicate concentrații ale radonului din sol au fost măsurate în granitoidele Varisce și rocile permene din masivul Boem.

În Croația, Planinić et al. (2002) au utilizat, pentru determinarea concentrației de radon din sol, detectorii de radon LR-115 plasați la o adâncime de 0,5 m timp de o săptămână. Au utilizat câte doi detectori pentru o locație, obținându-se o medie aritmetică pentru cele două valori ale concentrațiilor de radon din sol. Media concentrației de radon din sol a fost de 26,3 kBq/m³, cu o deviație standard de 6,3 kBq/m³ pentru 38 de măsurători.

În Polonia, în studiul lui Chalupnik & Wysocka (2003), a fost determinat fluxul de exhalatie a radonului din sol cu ajutorul celulelor Lucas. Acestea au fost legate la o cameră de acumulare cu diametrul de 35 cm și înălțimea de 20 cm, printr-un tub desicant. După 2,5 ore în care radonul s-a acumulat, aerul din camera de acumulare este trimis în celula Lucas cu ajutorul unei pompe și este măsurată concentrația de radon. În zona cu roci carbonifere acoperite cu sedimente cuaternare, rata de exhalatie a radonului a fost în medie 3,4 mBq/m³s. Cea mai scăzută rată de exhalatie a fost determinată în regiunea cu sedimente terțiare, de la 0,7 la 2,4 mBq/m³s. Swakoń et al. (2005) au măsurat concentrația de radon din sol în zonele tectonice ale Cracoviei. Concentrația de radon a fost măsurată cu Alpha-Guard PQ2000 PRO, la o adâncime de 1 m. În plus, radonul s-a determinat și prin metoda pasivă cu ajutorul detectorilor de urme CR-39, aceștia fiind amplasați într-o țevă de aluminiu la o adâncime de 1 m, iar după 15-21 de zile au fost recoltați și analizați. Concentrația medie a radonului a fost de 39 kBq/m³, concentrație obținută prin metoda activă, iar prin metoda pasivă a fost de 35,8 kBq/m³ pentru cele 90 de locații. Wysocka (2016) a determinat radonul în zona minieră din regiunea Silesia Superioară prin două metode: a) radonul este măsurat in-situ la o adâncime de 0,8 – 1 m, iar b) este măsurată exhalatia de radon de la suprafața solului. În ambele metode s-au utilizat celule Lucas pentru determinarea radonului din sol. Au fost măsurate variații ale concentrației de radon din sol de la 0,15 la 41,65 kBq/m³.

În Estonia, Petersell et al. (2005, 2017) au determinat radonul din sol cu ajutorul emanometrului Gammadata MARKUS-10 și a unui gamma spectrometru GR 320 (Model detector GPX-21A). Pentru fiecare amplasament s-a prelevat o probă de gaz de la o adâncime de 0,8 m. Concentrațiile radonului din sol au variat de la 1 la 2112 kBq/m³ cu o medie geometrică de 27 kBq/m³ utilizând MARKUS-10 și de la 1 la 1802 kBq/m³ cu o medie geometrică de 31 kBq/m³ folosind gamma spectrometrul.

În Austria, Gruber et al. (2008) au măsurat concentrația de radon din sol cu AlphaGuard. Permeabilitatea a fost determinată cu ajutorul formulei lui Darcy. În studiul realizat de Friedmann et al. (2017), s-a determinat concentrația de radon din sol folosind AlphaGuard (Genitron Instruments) și Atmos 12 DPX (Gammadata). Metoda de determinare a potențialului de radon geogen a fost bazat pe *metoda Neznal*. Autorii folosesc 3 puncte de măsurare reprezentând colțurile unui triunghi echilateral cu lungimea laturii de 1,5 m. Potențialul de radon geogen cel mai scăzut a fost determinat în zona paragnaiselor cu o valoare de 18, iar valoarea cea mai ridicată a fost determinată în granitoidele din Plutonul Boemiei de Sud o medie de 209, respectiv în migmatitele din masivul Boemian cu un potențial al radonului geogen de 177.

În Franța, Ielsch et al. (2010) au calculat, în regiunea Bourgogne, potențialul de radon geogen pe baza conținutului de uraniu măsurat, sau prin extrapolare pentru regiunile fără date disponibile. Un potențial ridicat a fost atribuit zonelor cu leucogranite peraluminoase, granitoide subalcaline, granite peralcaline din Corsica și echivalentele lor vulcanice, iar un potențial foarte ridicat a fost atribuit zonelor cu unități geologice uranifere.

În Italia, Buttafuoco et al. (2007) au determinat concentrația de radon din sol în partea nordică a văii Crati din nordul Calabriei cu ajutorul celulelor Lucas la o adâncime de 0,75 m în 2448 de puncte. Concentrația de radon din sol a variat de la un minim de 1,08 kBq/m³ la un maxim de 73,13 kBq/m³. În alt studiu, Buttafuoco et al. (2010) au măsurat concentrația de radon în peste 4400 de puncte utilizând dispozitivul Pylon AB-5 (Pylon Electronics Inc.). Probele au fost prelevate de la adâncimea de 0,5 – 1 m. Cinelli et al. (2015) au determinat concentrația de radon din sol cu RAD7 de la o adâncime de 0,6 – 1 m. Concentrațiile de radon din sol au variat de la 1,08 kBq/m³ până la 68,19 kBq/m³ cu o medie aritmetică de 17,54

kBq/m^3 . Pe baza concentrației de radon și a permeabilității solului a fost calculat potențialul de radon geogen.

În zona vulcanică a Italiei, Giustini et al. (2019) au determinat potențialul de radon geogen utilizând Regresia Empirică Bayesian Kriging. Concentrația de radon din sol a fost măsurată cu RAD7 într-un singur punct. Media aritmetică pentru concentrația de radon din sol a fost de $60 \text{ kBq}/\text{m}^3$ cu variații de la 6,4 până la $253 \text{ kBq}/\text{m}^3$. Într-un alt studiu, Ciotoli et al. (2017) au determinat potențialul de radon geogen aplicând modelul de regresie OLS (Ordinary Least Squares) și GWR (Geographically Weighted Regression). Concentrația de radon a fost măsurată cu un detector activ echipat cu o celulă Lucas diferită pentru fiecare punct de măsurare. Concentrația a variat de la o medie de $14 \text{ kBq}/\text{m}^3$ în depozitele marine până la $84,81 \text{ kBq}/\text{m}^3$ în rocile vulcanogene din jurul vulcanului Vico. Permeabilitatea solului a fost estimată pe baza hărții hidrogeologice. În plus, autorii au luat în considerare Modelul Digital de Teren (DTM – eng. *Digital Terrain Model*), harta unităților geologice omogene, harta principalelor falii și harta complexelor hidrogeologice. În 2022, Giustini et al. (2022) au măsurat concentrația de radon din sol cu RAD7 de la o adâncime de 0,7 – 0,9 m. Potențialul de radon geogen s-a calculat pe baza distribuției concentrației de radon în sol, date geologice, geochemice, geomorfologice și structurale din literatura existentă, dar și noi date din teren, precum: conținutul de radionuclizi din sol și roci, permeabilitatea solului, doza gamma. Datele noi, culese din teren, respectiv datele existente în literatură au condus la realizarea hărții cu potențialul de radon geogen utilizând Regresia Empirică Bayesian Kriging. Cele mai crescute concentrații de radon au fost determinate în regiunea Caprarola cu o medie aritmetică de $157,9 \text{ kBq}/\text{m}^3$, iar cele mai scăzute au fost determinate în regiunea Lazio cu o medie de $38,6 \text{ kBq}/\text{m}^3$.

În Bulgaria, Kunovska et al. (2013) au determinat radonul din sol cu aparatul activ Alpha Guard PQ2000 la o adâncime de 0,8 m. În plus, s-a măsurat și doza gamma în locația prelevării probei de radon cu RADOS RDS 110. În cele 64 de locații au fost măsurate concentrații de radon în sol începând de la 3 până la $97 \text{ kBq}/\text{m}^3$, cu o medie de $26 \text{ kBq}/\text{m}^3$.

În Ungaria, Szabó et al. (2014) au folosit protocolul sugerat în *metoda Neznal* pentru a determina potențialul de radon geogen. În cazul de față

pentru măsurarea concentrației de radon din sol s-a folosit aparatul RAD7 (DurrIDGE Company Inc., Sheffield, UK), iar pentru calcularea permeabilității solului s-a utilizat Radon-Jok într-un singur punct de măsurare. Concentrațiile au variat de la 1 la 47 kBq/m³ cu o medie de 14,1 kBq/m³. În 2016, Pásztor et al. (2016) au măsurat concentrația de radon din sol cu RAD7 la o adâncime de 0,8 m. Acestea au variat de la 1 la 43,9 kBq/m³, având o medie de 10,8 kBq/m³. Permeabilitatea solului a fost determinată cu Radon-Jok utilizând aceeași sondă din care s-a prelevat proba pentru concentrația de radon. Potențialul de radon geogen a fost calculat cu ajutorul regresiei Kriging.

În Elveția, Kropat et al. (2017) au determinat potențialul de radon geogen bazat pe regresie logistică comandată (OLR – eng. *Ordered Logistic Regression*). Având în vedere că nu există date ale concentrațiilor de radon în sol, au folosit ca variabile în calculul potențialului de radon geogen doza gamma, geologia, densitatea faliilor și permeabilitatea solului.

În Kosovo, Kikaj et al. (2016) au determinat concentrația de radon prin metodă pasivă utilizând detectori de urme (SSNTDs – eng. *Solid State Nuclear Track Detectors*) CR-39. Aceștia au fost introduși la o adâncime de 0,8 m în diferite zone cu roci metamorfice (6 detectori), calcare (11 detectori) și sedimente (4 detectori). Concentrațiile au variat de la 0,295 kBq/m³ până la 32 kBq/m³.

În Slovacia, Mojzeš et al. (2017) au măsurat concentrația de radon din sol cu LUK-3R echipat cu celule Lucas. Măsurătorile au fost efectuate la o adâncime de 0,8 m perpendicular pe falii tectonice. Concentrațiile de radon au variat în medie de la 9,9 kBq/m³ în rocile Paleogene până la 42,8 kBq/m³ pentru rocile din Cuaternar.

În Spania, Sainz Fernández et al. (2017) au estimat potențialul de radon geogen în funcție de concentrația de radon din interiorul locuințelor, doza gamma și harta litostratigrafică, a permeabilității și cea hidrogeologică. Fernández et al. (2021) au venit cu o nouă metodologie de calcul a potențialului de radon pe datele studiului efectuat în 2017 amintit anterior. La granița dintre Spania și Franța, în nordul faliei Maladeta (Pirineii Centrali), Moreno et al. (2018) au determinat concentrația de radon din sol cu Alpha Guard PQ 2000 Pro. S-au realizat măsurători în 20 de puncte perpendicular pe falia Maladeta.

În Albania, Dogjani et al. (2017) au măsurat concentrația de radon din sol cu aparatul Luk-4 (celule Lucas). Probele de sol au fost prelevate de la o adâncime de 0,8 m în 15 puncte de măsurare. Permeabilitatea solului a fost măsurată în 3 puncte cu Radon-Jok. Variația concentrației de radon din sol a început de la 0,9 kBq/m³ în terasa râului Lana și a crescut până la 130 kBq/m³ în terasa secundară a aceluiași râu.

În Insulele Canare de Est, Alonso et al. (2019) au măsurat concentrația de radon din sol cu RAD7 și permeabilitatea solului cu Radon-Jok într-un singur punct. Media concentrației de radon geogen a fost de 16,9 kBq/m³ cu un minim de 0,5 kBq/m³ și un maxim de 150 kBq/m³ pentru insula Gran Canaria. Pentru insula Fuerteventura, media concentrației a fost de 9,4 kBq/m³, iar pentru insula Lanzarote 3,7 kBq/m³. Potențialul de radon geogen a fost calculat prin interpolare ordinară Kriging (Ordinary Kriging Interpolation).

În Irlanda, Elío et al. (2019) au determinat concentrația de radon din sol cu ajutorul aparatului Radon Monitor 2 (RM2 – Radon v.o.s., Republica Cehă) la o adâncime de 0,75 – 1 m. Permeabilitatea solului a fost estimată pe baza hărții apelor subterane a Irlandei. Potențialul de radon geogen a fost estimat pe baza hărții concentrației de radon din sol, respectiv a permeabilității solului. Concentrația de activitate de radon din sol a variat de la 3,5 la 112 kBq/m³.

2.4.3. Studii naționale

Cosma & Baciuc (2002) au determinat concentrația de radon din sol, la o adâncime de 0,7 m, folosind dispozitivul LUK3A, permeabilitatea fiind estimată. În acest studiu, s-a ținut cont de distanța față de masivul granitic de la Măguri-Răcățau. Se poate observa că la distanțe mici față de masiv pot fi determinate concentrații mari de radon în sol (89,9 kBq/m³), acestea scăzând cu distanța. Astfel, la distanțe de 7,1 km se pot găsi concentrații de 80,8 kBq/m³, iar distanțe și mai mari, precum localitatea Apahida, a fost găsită o concentrație de radon în sol de 61 kBq/m³.

Niță et al. (2009) au măsurat concentrația de radon în 36 de locații diferite de-a lungul râului Someș. S-a utilizat LUK3C pentru a determina concentrația de radon din sol la o adâncime de 0,6 m. Cea mai scăzută

concentrație măsurată a fost de $2,1 \text{ kBq/m}^3$, iar cea mai ridicată a fost de $55,84 \text{ kBq/m}^3$.

Cosma et al. (2010) au propus o metodă prin care s-a prelevat proba pentru concentrația de radon din sol concomitent cu măsurarea permeabilității solului. Metoda presupune utilizarea unei sonde de extracție legată la o coloană cu cărbune activ și o sticlă cu apă cu volumul de 2,5 l. Prelevarea probei de radon din sol se realizează pe cărbunele activ, iar permeabilitatea solului se calculează în funcție de timpul în care apa din sticlă este eliminată. Au fost alese 5 puncte de măsurare. În plus, în aceleași 5 puncte de măsurare au utilizat aparatul LUK3C pentru control. Concentrația medie de radon din sol a fost de $39,6 \pm 3,3 \text{ kBq/m}^3$ pentru coloana cu cărbune activ și $37,3 \pm 5,3 \text{ kBq/m}^3$ pentru aparatul LUK3C în cele 5 puncte de măsurare.

Niță et al. (2010) au realizat un studiu privind distribuția radonului din sol în zona Cluj-Napoca. În acest studiu s-a dorit determinarea concentrația de radon din sol prin două metode diferite de detecție: celule Lucas și absorbția pe cărbune activ.

Papp et al. (2010) au realizat un studiu privind concentrația de radon și toron în apropierea mofetelor din Harghita Băi. Pentru măsurarea concentrației de radon și toron s-a utilizat aparatul LUK3C cu celule Lucas. Probele s-au prelevat de la o adâncime de 0,6 m. Concentrațiile de radon au variat de la 1,2 până la $30,6 \text{ kBq/m}^3$.

Cosma et al. (2013b) au măsurat potențialul de radon în sol în zona Băița-Ștei. Concentrația radonului a fost determinată cu LUK3C echipat cu celule Lucas. Potențialul de radon geogen a variat de la 11 la 1607. Cea mai mică concentrație de radon a fost de $5,5 \pm 0,5 \text{ kBq/m}^3$ în zona Băița, iar cea mai ridicată a fost măsurată în zona Băița Plai cu o valoare de $512 \pm 14 \text{ kBq/m}^3$. Permeabilitatea solului a fost măsurată cu ajutorul unei coloane de apă. Timpul în care curge gravitațional coloana de apă este timpul necesar pentru calcularea permeabilității solului. Aceeași metodă de măsurare a concentrației de radon, respectiv a permeabilității solului (LUK3C și coloană de apă) s-a utilizat și în studiul „*Radon and Remediation Measures near Băița-Ștei Old Uranium Mine (Romania)*” (Cosma et al. 2013c).

Moldovan et al. (2017) au determinat concentrația de radon din sol cu LUK3C de la o adâncime de 0,8 m. Permeabilitatea solului a fost măsurată

cu Radon-Jok. Potențialul de radon a fost estimat pe baza metodei Neznal. Pentru cele 128 de locații a fost determinată o concentrație de radon medie de $34,9 \text{ kBq/m}^3$, cu un minim de $12,4$ și maxim de $101,6 \text{ kBq/m}^3$.

Lupulescu et al. (2018) au determinat variația lunară a concentrației de radon din sol. Concentrația radonului geogen a fost măsurată cu LUK3C și permeabilitatea solului cu Radon-Jok. S-a determinat concentrația de radon pe parcursul a șapte luni (decembrie-iunie) ținând cont de condițiile meteorologice (temperatura, presiunea și umiditatea aerului, viteza vântului). Autorii au arătat o relație de inversă proporționalitate între concentrația de radon din sol și presiunea atmosferică, dar și între concentrația de radon și permeabilitatea solului. Indexul de radon, calculat în urma concentrației de radon și a permeabilității solului, a fost mediu în fiecare lună, chiar dacă concentrația de radon din sol a variat de la $16,6 \text{ kBq/m}^3$ la $35,2 \text{ kBq/m}^3$.

Burghel et al. (2019) au pus la un loc date obținute din diverse campanii de măsurare desfășurate între anii 2012 și 2018. Aceste date au fost publicate conform metodologiei JRC (Joint Research Centre) sub forma de grid cu dimensiunea de $10 \times 10 \text{ km}$. Prelevarea probelor de radon din sol s-a efectuat la o adâncime de $0,8 \text{ m}$ și determinat cu aparatul LUK3C (J.Plch, Republica Cehă). Pentru cele 2564 de măsurători a concentrației de radon geogen a fost calculată o medie aritmetică de $29,3 \text{ kBq/m}^3$. Cea mai ridicată concentrație de radon a fost de $179,0 \text{ kBq/m}^3$, iar cea mai scăzută a fost de $0,2 \text{ kBq/m}^3$.

Florică et al. (2020) au determinat potențialul de radon geogen în diferite regiuni prin metoda Neznal. Concentrația de radon s-a măsurat cu RM-2, iar permeabilitatea solului s-a determinat cu Radon-Jok. Potențialul de radon geogen a fost cuprins între 5 și 133 , cu o medie aritmetică de 33 și o mediană de 29 , iar concentrația de radon din sol a fluctuat de la un minim de 6 kBq/m^3 până la 97 kBq/m^3 .

2.5. Radonul din apă

Fiind un gaz, radonul poate fi eliberat de pe suprafețele minerale și se poate dizolva în apele subterane, care îl pot duce departe de punctul său de origine. Pentru prima dată, radonul a fost observat în alimentarea cu

apă de Joseph John Thomson, fiind un pionier în știința radioactivității la începutul secolului al XX-lea (Frame, 1991; Hess et al., 1990).

Radonul este ușor solubil în apă, dar este volatil. Are tendința de a părăsi apa la contactul cu aerul. Acest fenomen este cunoscut sub numele de aerare. Rata de transfer a radonului din apă în aer crește odată cu temperatura, agitația, amestecarea și suprafața. Coeficientul de partiție pentru radonul din apă la 20°C este de aprox. 0,25; astfel radonul continuă să se elibereze din apă până când concentrația din apă scade la aprox. 25% din concentrația radonului din aer (Prichard, 1987).

Radonul se găsește rar în concentrații mari în apele de suprafață, datorită dispersării sale rapide în atmosferă. Concentrații ridicate de radon în apele subterane predomină în unele localități din New England, New Jersey, Maryland, Virginia, dar și statele muntoase de vest ale SUA. De regulă, sursele de apă subterană au o concentrație de radon între 7,4 și 22,2 Bq/l. Aproximativ 10% din sursele publice de apă potabilă au concentrații de peste 37 Bq/l, iar aproximativ 1% depășesc 370 Bq/l (EPA, 1991).

Dacă apa este consumată direct de la sursă (fântână, izvor), așa cum este obișnuit în zonele rurale, concentrația de activitate de radon din apă nu scade îndeajuns de mult încât riscurile pentru sănătate să fie diminuate considerabil (Galán López et al., 2004).

Radonul se dezintegrează rapid și nu se acumulează în apele subterane de-a lungul căilor de curgere, ratele de dezintegrare fiind de obicei mai rapide decât cele ale fluxului de apă subterană. Prin urmare, concentrațiile ridicate de radon din apele subterane indică sursele locale de uraniu, respectiv radium. Pentru un anumit conținut de uraniu din acvifer, sunt de așteptat concentrații mai mari de radon în apele subterane, în rocile cu porozitate mai mică și densitate mai mare sau eficiență de emanare mai mare (Wanty et al., 1992). În zonele cu transmisivitate ridicată în acvifere nu se găsesc concentrații ridicate de radon din cauza raporturilor reduse rocă/apă și diluării radonului emanat. Radonul din apele subterane și transportul acestuia este controlat prin advecție și difuzie (Lawrence et al., 1991).

Radonul din apă poate să fie un indicator în domenii precum hidrologia, oceanografia și geologia, unde este necesară o cerere de răspuns rapid și măsurare continuă pe termen lung a concentrației de radon în apă la fața locului (Corbett et al., 1997; Wang et al., 2020).

În general, concentrația de radium din apa subterană este scăzută, de ordinul mBq/l. Radiumul se găsește în apele de suprafață într-o concentrație mai mică decât în majoritatea apelor subterane. Unele ape minerale și termale prezintă concentrații de Ra-226 de până la câțiva Bq/l. În apele dulci, concentrații ridicate de radium sunt în regiunile calcaroase, ape în care radiumul este mai solubil în ape cu un conținut ridicat de H_2CO_3 (Eisenbud & Gesell, 1997).

Activități mai ridicate ale radiumului au fost găsite și în apele subterane sărate, inclusiv în saramurile câmpurilor petroliere. Au fost raportate activități de la zeci până la sute de Bq/l pentru Ra-226 și Ra-228, activitate care se corelează în mod obișnuit pozitiv cu salinitatea apei subterane (Spaite & Smithson, 1992).

Radiumul are proprietăți fizice și prezintă un comportament similar cu cel al bariului, stronțului și al calciului. Reacții geochimice care afectează dizolvarea, precipitarea și sorbția modifică mobilitatea acestuia. Având o singură stare de oxidare (+2) în sistemele naturale, elementul apare în soluție, în principal, sub formă de Ra^{2+} liber sau ca RaSO_4 și formează, de asemenea, complexe apoase puternice cu carbonat (Wanty & Nordstrom, 1993).

2.5.1. Studii internaționale

În Polonia, Przylibski et al. (2004) au realizat măsurători ale concentrației de radon în peste 1000 de probe de apă. Pentru a determina concentrația de activitate de radon s-au folosit mai multe metode și echipamente: AlphaGuard împreună cu AlphaKIT, Wallac 1414 WinSpectral α/β și Packard-Canberra TRI CARB 1900 TR bazat pe scintilație de lichide. Concentrațiile de radon au oscilat de la 0,2 la 1645 Bq/l, cu o medie aritmetică de 240 Bq/l. În alt studiu, Mazur et al. (2017) au realizat măsurători ale activității de radon din apă cu AlphaGuard într-o cameră de radon. S-au determinat concentrații de la 0,5 Bq/l până la 12 Bq/l în 16 probe de apă. Determinările de radon au avut loc în cadrul unui exercițiu de intercomparare a aparatului AlphaGuard cu un spectrometru de scintilație lichidă.

Skeppstrom & Olofsson (2007) au determinat concentrația de activitate de radon din apă în 195 de fântâni din Suedia. În majoritatea probelor au fost determinate concentrații de radon de la 100 până la 5000 Bq/l. O singură valoare maximă de 63560 Bq/l a fost înregistrată.

Vinson et al. (2009) au determinat concentrația de radon și radium din 117 fântâni, cu ajutorul RAD7. Concentrația cea mai ridicată (1113 Bq/l) a fost determinată în apa dintr-o fântână aflată pe o zonă cu granite. Media aritmetică a concentrației de radon determinată în apa din fântânile situate în zona cu granite este de 335 Bq/l. Această concentrație medie fiind net superioară celorlalte măsurători efectuate în zone cu gnais (media aritmetică = 44 Bq/l) și roci metasedimentare și metavulcanice (media aritmetică = 35 Bq/l). Concentrația medie a activității de radium este de 36,9 mBq/l în zona cu granite, 11,1 mBq/l în zona cu gnais, respectiv 8,3 mBq/l în zona cu roci metasedimentare și metavulcanice din Carolina de Nord (USA).

În Serbia, Stojković et al. (2015) au determinat concentrația de radon din apă cu ajutorul aparatului RAD7 și a unui spectrometru cu scintilație lichidă Wallac 1220 Quantulus. S-au măsurat concentrații de radon în apă de la 0,58 Bq/l până la 18 Bq/l. Pentru concentrația de radium-226 au fost determinate valori de la 1,5 până la 180 mBq/l.

În Italia, Lucchetti et al. (2019) au determinat concentrația de radon din corpuri de apă prin trei metode: RAD7 cu accesoriile pentru apă Rad-H₂O, spectrometru gamma și recipient cu cărbune, RAD7 cu Big Bottle RAD H₂O. S-au determinat concentrații de radon de la 10,3 până la 162 Bq/l prin metoda cu Rad-H₂O, de la 12 la 198 Bq/l cu ajutorul spectrometrului gamma și de la 11 la 121 Bq/l prin metoda cu RAD7 cu Big Bottle.

În China, Wang et al. (2020) au măsurat radonul din apă cu ajutorul aparatului RAD7 și o membrană de degazare. S-a determinat radonul din apă de la robinet și din fântâni. În apa de robinet a fost determinată o concentrație medie de activitate de radon de 0,04 Bq/l și de 11,87 Bq/l în apa de fântână.

Kessongo et al. (2020) au determinat radonul din apa potabilă din Bibala, Angola. S-au realizat măsurători de radon pentru apa din 27 fântâni cu aparatul RAD7 împreună cu accesoriile Rad-H₂O. Concentrațiile de radon măsurate sunt cuprinse între 5,3 și 42 Bq/l.

Mas et al. (2021) au realizat măsurători de radon în apa de la robinet și ape minerale îmbuteliate cu ajutorul aparatului AlphaGuard, împreună cu sistemul AquaKIT. În apa de la robinet au determinat valori ale concentrației de radon de la 0,009 până la 0,021 Bq/l, cu o medie aritmetică de 0,014 Bq/l, respectiv, în apele minerale au înregistrat valori între 0,007 și 0,027 Bq/l, cu o medie de 0,017 Bq/l.

2.5.2. Studii naționale

În lucrarea publicată de Cosma et al. (2008), radonul din apă a fost determinat în 1511 probe de apă din 14 județe. S-au prelevat probe din ape de suprafață, fântâni și izvoare. Măsurătorile s-au efectuat cu ajutorul sistemului Luk-VR. Acest sistem este compus din aparatul Luk3A și un vas de sticlă de 300 cm³. Pentru apele de suprafață (58 lacuri, râuri și pârâuri), concentrația medie de radon a fost de 2,6 Bq/l. În apa celor 1324 de fântâni măsurate a fost determinată o concentrație medie de radon 15,8 Bq/l, iar în 129 de izvoare a fost măsurată o concentrație medie de 21,5 Bq/l.

Niță et al. (2013) au determinat radonul din apa potabilă în zona de nord a Transilvaniei (județele Satu Mare, Maramureș, Sălaj și Bihor). Concentrația de activitate de radon a fost măsurată în 66 de probe de ape potabile și 15 probe din râuri cu ajutorul sistemului Luk-VR. Concentrații scăzute au fost determinate în apele de suprafață (râuri) cu o medie de 2 Bq/l și în apa de la robinet cu o valoare medie de 2,5 Bq/l. Concentrații mai ridicate au fost determinate în apele din fântâni cu o medie a concentrației de 18,5 Bq/l și 22,7 Bq/l în apele de izvor.

Moldovan et al. (2014a) au măsurat radonul și radiul din apă cu ajutorul sistemului Luk-VR. S-au analizat probe din apa de la robinet (198), fântâni (295) și izvoare (137). Concentrația de radon din apă a variat de la 0,4 la 187,3 Bq/l, cu o medie de 15,9 Bq/l. Activitatea radiului este mai scăzută cu variații între 0,05 și 0,825 Bq/l, cu o medie de 0,087 Bq/l.

În altă lucrare, Moldovan et al. (2014b) au determinat concentrația de radon din apa potabilă din zona minieră Băița-Ștei. Au fost prelevate 166 de probe din fântâni, izvoare și rețeaua publică pentru analiză. Măsurătorile au fost realizate cu aparatul LUK-3A și sistemul Luk-VR. Concentrația de radon din apa de fântână a fost cuprinsă între 4,6 și 134 Bq/l, cu o medie aritmetică de 35,5 Bq/l. În apa de la robinet au fost determinate concentrații care au variat de la 1,9 până la 22,5 Bq/l, cu o medie de 6,9 Bq/l, iar pentru apa din izvoare concentrația a fost cuprinsă între 5,5 și 42,8 Bq/l, cu o medie de 18,5 Bq/l.

Dolha et al. (2017) au măsurat concentrația de activitate de radon din apă cu sistemul Luk-VR în județul Alba. S-au determinat concentrații de radon în apă de la 3,1 până la 13,7 Bq/l.

Burghele et al. (2019) au determinat radonul din apă în 16 județe din vestul, nordul și centrul țării, unde s-a determinat atât concentrația de radon din interiorul locuințelor, apa și solul respectivelor locuințe. Măsurătorile s-au efectuat cu sistemul Luk-VR. Protocolul de măsurare a radonului din apă a fost cel publicat în Cosma et al. (2008).

Begy et al. (2022) au realizat măsurători ale concentrației de radon și radium din apele minerale prelevate din 4 județe. 64 de probe au fost analizate prin metoda scintilației lichide utilizând aparatul TRICARB 2300 TR LSC. Intervalul concentrațiilor de radon a fost cuprins între 0,3 și 81 Bq/l. Concentrația de radium a variat de la <20 până la 1154 mBq/l.

2.6. Argumentarea alegerii temei de cercetare

Am devenit interesat de studierea radonului începând cu anul 2013, la finele anului I de licență (în cadrul Facultății de Știința și Ingineria Mediului, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, România), când s-a început amplasarea detectorilor de radon rezidențial CR-39 în cadrul proiectului RAMARO 73/2012 – *Harta de radon (rezidențial, geogen, apă) pentru regiunile de Centru, Vest și Nord-Vest ale României*. Voluntar fiind, am amplasat în jur de 50 detectori pentru monitorizarea concentrației de radon din case. Concomitent, s-au prelevat probe de apă în vederea determinării concentrației de radon și s-au efectuat măsurători de radon în sol. După analiza datelor și realizarea hărții de radon s-a constatat că în zona Munților Poiana Ruscă există o zonă predispusă la radon (Radon Prone Area).

În **Fig. 7** se poate observa media concentrațiilor de radon rezidențial la nivel național, respectiv zona de studiu pentru lucrarea de față. În zona de studiu (chenar negru) se pot observa concentrații de radon ridicate în case, acestea fiind între 200 și 300 Bq/m³, dar și o celulă cu peste 300 Bq/m³. Aceste concentrații ne pot da informații despre radonul geogen.

În studiul Burghele et al. (2019), se pot observa concentrații ale radonului din sol ridicate. De exemplu, în localitatea Vadu Dobrii a fost măsurată o concentrație de 169 kBq/m³ fiind cea mai ridicată valoare a radonului din tot județul Hunedoara. În comuna Rusca Montană, la o distanță de aproximativ 15 km, s-a determinat cea mai mare concentrație de radon (179,0 kBq/m³) din sol din județul Caraș-Severin.

Având toate aceste date (concentrația de radon rezidențial și din sol) dar și caracteristicile geologice ale zonei, s-a propus cercetarea mai în detaliu a acestei zone în lucrarea de față printr-un studiu de caz (**Fig. 8**).

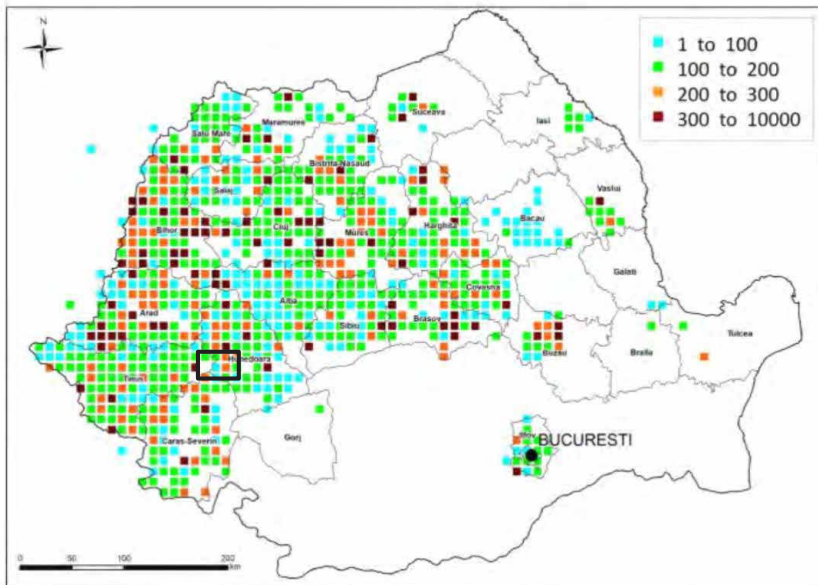


Fig. 7. Media aritmetică a concentrațiilor de radon rezidențial (după www.smartradon.ro, 2023)

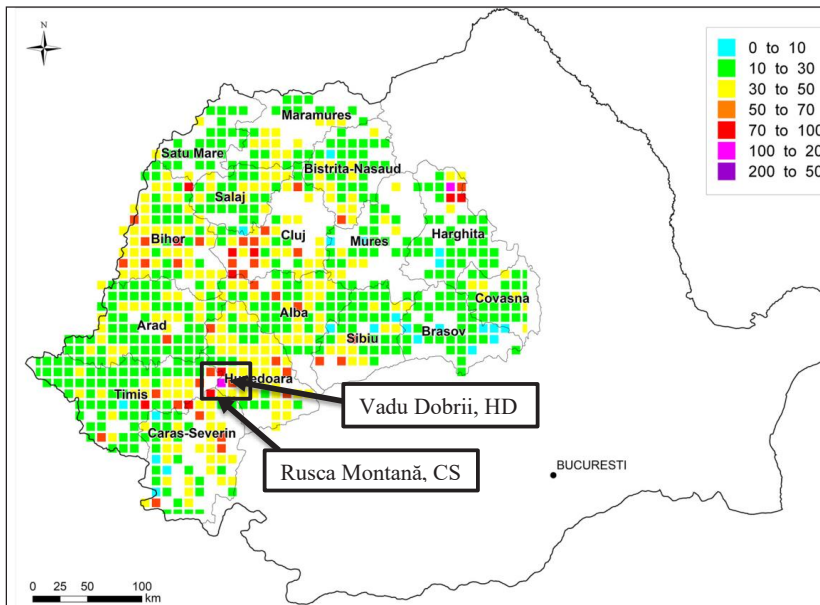


Fig. 8. Media aritmetică a concentrațiilor de radon din sol (după Burghele et al., 2019)

3. Metodologia de desfășurare a cercetării

3.1. Zona de studiu

Munții Poiana Ruscă sunt localizați în extremitatea nordică a Carpaților Meridionali (între paralelele 45°55' și 45°30' N și meridianele 22° și 23° E) cu o suprafață totală de 2640 km² (Krautner, 1984). În partea de nord, Munții Poiana Ruscă sunt delimitați de râul Mureș și Munții Metaliferi, iar în partea sudică de valea Bistra. În vest, masivul Poiana Ruscă se învecinează cu depresiunea Caransebeș, iar la est cu depresiunile Hațeg și Strei (Krautner, 1984).

Suprafața zonei de studiu (**Fig. 9**) însumează 480 km² și se află la granița județelor Hunedoara, Caraș-Severin și Timiș, pe raza a zece unități administrativ teritoriale (UAT). Două unități sunt în județul Caraș-Severin: comunele Băuțar și Rusca Montană, iar opt sunt în județul Hunedoara: comunele Lunca Cernii de Jos, Densus, Răchitova, Toplița, Bunila, Teliucu Inferior, Lelese și Ghelari.

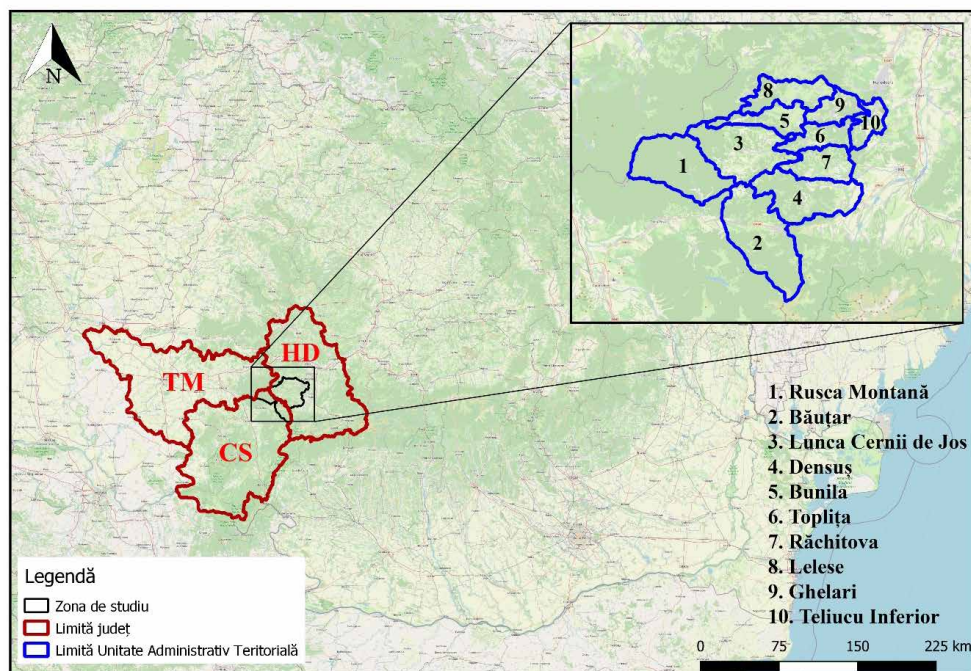


Fig. 9. Localizarea zonei de studiu

Din punct de vedere geomorfologic, regiunea studiată este preponderent o depresiune intramontană, delimitată de înălțimi care ajung până la 1355 m în partea nord-vestică (Vârful Rusca) și 1100 m în partea sud-estică (Vârful Măgurii). Clima fiind extrem de umedă, a permis apariția a numeroase izvoare, care alimentează cursurile permanente de apă, a căror acțiune de eroziune este puternică și profundă (Mamulea, 1952). Alitudini reduse (304 – 400 m) se regăsesc în zona localității Rusca Montană și în avalul văii Cernii, pe raza U.A.T. Toplița, în estul zonei de studiu. În **Fig. 10** se observă harta topografică (a elevației) pentru zona de studiu. Inițial, au fost extrase 10 000 de puncte a elevației din zona de studiu cu ajutorul programului Google Earth Pro (Google LLC), puncte care au fost introduse în programul ArcGis versiunea 10.6 și aplicând metoda geostatistică Kriging am obținut harta de interpolare pentru elevația zonei de studiu.

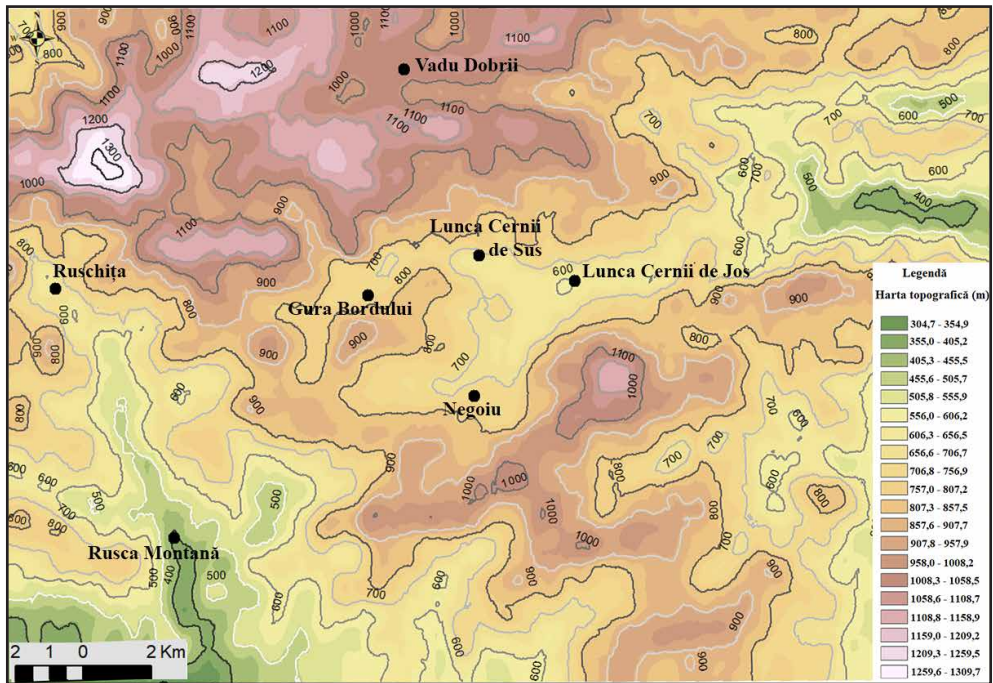


Fig. 10. Harta topografică a zonei de studiu

Geologia zonei de studiu

Aria de studiu este situată în jurul comunei Lunca Cernii de Jos, iar din punct de vedere geologic-structural aparține domeniului unităților supragetice, prezente în vestul Banatului, Munții Poiana Ruscă și Munții Făgăraș, și corespunde părții estice a zonei sedimentare Rusca Montană – Lunca Cernii și formațiunilor metamorfice înconjurătoare.

Cadrul geotectonic

În accepțiunea lui Săndulescu (1984), în Munții Poiana Ruscă poate fi recunoscută o singură pânză, denumită Pânza de Poiana Ruscă, ce conține formațiuni mezometamorfice (seria de Sebeș-Lotru) și epimetamorfice de vârstă paleozoic inferior și mediu („cristalinul” de Poiana Ruscă). Depozitele sedimentare din cuprinsul acestor unități aparțin Cretacicului: strate de Deva (Albian – Vraconian – Cenomanian), urmate de strate de Fornădia (Turonian – Senonian). Același autor presupune o posibilă corelație a

Pânzei de Poiana Ruscă cu Pânza de Locva din Banat, ce aflorează la vest de „linia Oravița”.

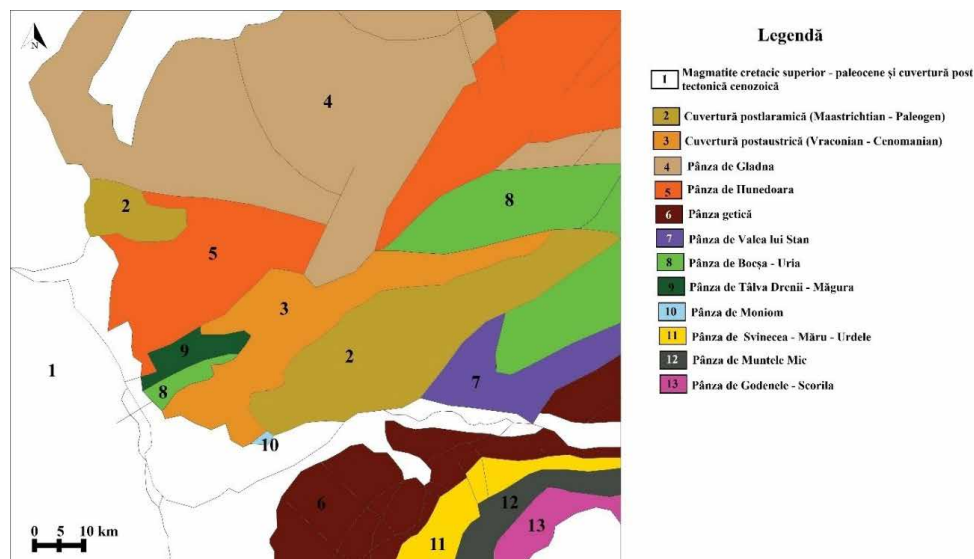


Fig. 11. Harta structurală a zonei de studiu – Munții Poiana Ruscă (după Balintoni, 1997)

Balintoni (1997) propune o schemă mai amănunțită, figurând getida laramică de Timiș-Boia la nord și vest de zona sedimentară Rusca Montană, respectiv Pânzele supragetice de Uria și Valea lui Stan (Câineni) la est și sud de aceeași zonă. Unitatea de Timiș-Boia cuprinde, la rândul ei, Pânza de Hunedoara în bază, urmată de Pânza de Gladna, în poziție superioară (Fig. 11). În vestul zonei sedimentare Rusca Montană, se observă prelungirea Pânzelor de Tâlva Drenii și Bocșa. Pe foarte mici porțiuni este prezentă și Pânza de Moniom.

Roci metamorfe

Stiva rocilor metamorfe din sudul masivului Poiana Ruscă debutează cu Seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru (Maier & Lupu, 1979), formată în ciclul orogenezei prebaikalene, aparținând Precambrianului superior (Maier et al., 1975). Această serie cuprinde două subserii, din care prima, Subseria paragnaiselor cu biotit, include trei formațiuni, denumite dinspre bază spre partea superioară, prima fiind Formațiunea de Bucova, ce cores-

punde cu grabenul Bistrei, fără a intra în aria de studiu. Formațiunea de Voislova apare în nord-estul și sudul ariei de studiu și constă din paragneise biotitice, ce pot conține sillimanit sau disten. În unele zone sunt prezente intercalații de gnaise amfibolice și amfibolite. Formațiunea de Băuțar constă din paragneise biotitice cu almandin, de asemenea cu staurolit sau disten. Sunt prezente intercalații relativ frecvente de calcare cristaline, amfibolite, iar sporadic, lentile magnetitice, care au fost exploatate în trecut ca minereu de fier. Termenul superior al Seriei de Sebeș-Lotru, Subseria micașisturilor cu almandin, este cunoscut în partea nordică și sud-estică a arealului de studiu. Cuprinde micașisturi cu almandin, pe alocuri cu intercalații de sisturi cuarțitice, micacee și amfibolite și gnaise amfibolice.

Orogeneza baikaliană, de la limita Precambrian sup. – Paleozoic inf. (Cambrian) este exprimată în sudul Munților Poiana Ruscă prin Seria de Dăbâca (Maier & Lupu, 1979), inclusă în Pânzele supragetice. Este prezentă în teren la est de zona de sedimentare Rusca Montană – Lunca Cernii. În bază, se identifică prin Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de roci amfibolice, formată din șisturi muscovito-biotitice cu granat, cu intercalații de amfibolite și calcare cristaline. Aceasta este urmată de Formațiunea șisturilor cuarțitice-sericitoase, ce conțin șisturi sericito-cuarțitice, șisturi sericito-cloritice, pe alocuri cu intercalații de amfibolite.

Elementele deformative cele mai importante (Maier et al., 1975; Maier & Lupu, 1979) care afectează cristalinul din aria de studiu sunt sinformul Lunca Cernii, ce se observă în prelungirea zonei sedimentare, înspre nord-est, respectiv antiformul Voislova-Silvaș, la sud de acesta. Elementele rupturale majore sunt falia Lunca Cernii – Lingina, paralelă cu axul sinformului Lunca Cernii, respectiv falia Rusca Montană – Hășdău, care delimitează înspre sud zona sedimentară de Seria de Sebeș-Lotru.

Depozite sedimentare și intercalații magmatogene

Depozitele din zona de sedimentare Lunca Cernii se dispun sub forma unui sinclinal orientat SV-NE, ce continuă din zona Rusca Montană. Sinclinalul este afectat de o falie longitudinală majoră, care face ca flancurile să fie asimetrice. Depozitele considerate ca fiind cele mai vechi din aria de studiu constau în breccii și conglomerate cu ciment silicios și elemente de șisturi cristaline și cuarțite, ce afloră în flancul nordic al sinclinalului, pe

o porțiune restrânsă în apropierea localității Lunca Cernii de Sus, la confluența Văii Bordului cu Valea Cernii. Pe baza gradului avansat de diagenază și a poziției geometrice, (Maier et al., 1975) presupun vârsta Paleozoic sup. (C2?) pentru aceste sedimente. În extremitatea vestică a Bazinului Rusca Montană, Dincă (1977) descrie termeni ai Jurasicului, constând în conglomerate cuarțitice albe, atribuite Liasicului inferior, urmate după o lacună de sedimentare de un pachet carbonatic de vârstă Dogger-Malm. Jurasicul, însă, nu este prezent și în aria de interes pentru studiul nostru. În zona Lunca Cernii, Cretacicul se dispune direct peste cristalinul descris anterior sau peste rocile detritice presupuse paleozoice (Maier & Lupu, 1979). În bază se găsesc calcarenite masive atribuite Barremianului, urmate de gresii cuarțoase cenușii-gălbui cenomaniene. Santonianul constă din brecii, conglomerate și marne, prezente în flancul nordic al sinclinalului. Maastrichtianul este larg dezvoltat în aria de studiu și conține produse de origine magmatică, atribuite de Maier et al. (1975) vulcanismului subhercinic. Depozitele acestui etaj debutează cu Formațiunea brecioasă, alcătuită din elemente de șisturi cristaline, calcare cristaline și marnocalcare cenușii, urmată de Formațiunea vulcano-sedimentară andezitică inferioară. Aceasta cuprinde brecii, tufuri și aglomerate andezitice, peste care urmează lave de andezite piroxenice cu olivină, iar mai sus, brecii și conglomerate poligene cu ciment argilos. Peste acestea repauzează Formațiunea ignimbritică, formată din gresii cafenii, epiclastite andezitice, cu nivele de tufuri sudate. Urmează Formațiunea gresiilor cu cărbuni, ce conține brecii violacee, gresii cuarțoase, argile, gresii cărbunoase și cărbuni. Maastrichtianul se încheie cu Formațiunea vulcano-sedimentară andezitică superioară, ce are în bază lave și brecii de andezite cu hornblendă și piroxeni, urmate de aglomerate și tufuri andezitice, iar în top, depozite vulcanoclastice.

Stiva sedimentară se încheie cu sedimente detritice, între care brecii, microconglomerate, gresii, gresii cărbunoase, figurate pe harta 1:50.000 (Maier & Lupu, 1979) ca aparținând în mod incert Pg1-Pg2.

Sunt, de asemenea atribuite incert Miocenului inferior de Maier et al. (1975) și de Codarcea et al. (1968), pe harta 1:200.000. Câteva foraminifere prost păstrate ar argumenta o astfel de vârstă.

Formațiunile cuaternare corespund depozitelor aluviale grosiere de luncă și terasă formate în lungul râurilor.

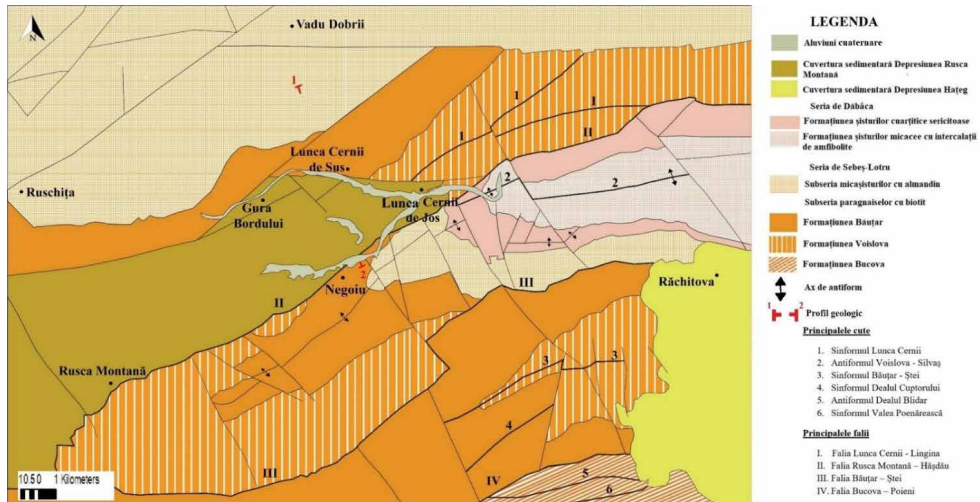


Fig. 12. Harta geologico-structurală a zonei de studiu (după Harta geologică a României 1:200.000, foaia Deva și Harta geologică a României 1:50.000, foaia Băuțar, cu modificări)

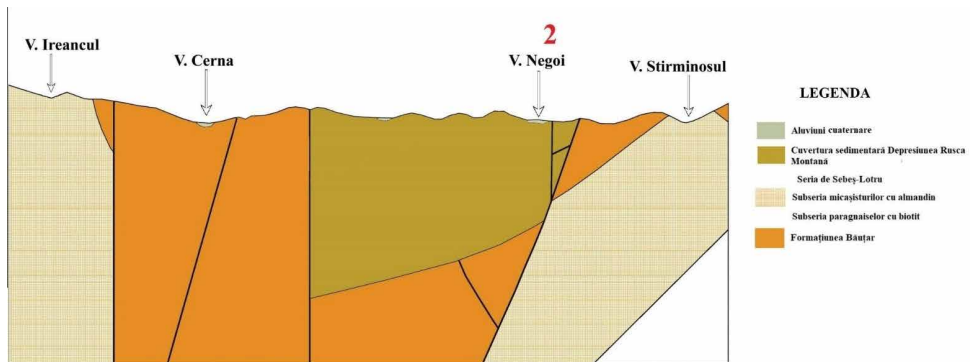


Fig. 13. Profil geologic 1-2 pentru aria de studiu - extras din Harta geologică a României 1:50.000, foaia Băuțar (Maier & Lupu, 1979)

Pentru a analiza relația dintre geologie și potențialul de radon geogen s-a realizat o clasificare simplificată a rocilor geologice din zona de studiu și este prezentată în **Tabel 4**.

Tabel 4. Clasificarea simplificată a formațiunilor geologice din zona de studiu

Cod	Formațiune geologică
1	Seria de Dăbâca – Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoare
2	Seria de Dăbâca – Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite
3	Seria de Sebeș-Lotru – Subseria micașisturilor cu almandin
4	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană
5	Formațiunea Băuțar – Subseria paragnaiselor cu biotit – Seria de Sebeș-Lotru
6	Formațiunea Voislova – Subseria paragnaiselor cu biotit – Seria de Sebeș-Lotru
7	Aluviuni

Pedologia zonei de studiu

Din punct de vedere al solurilor, zona de studiu este formată preponderent de grupa solurilor brune acide (Districambosoluri), urmată de solurile brune luvice (Luvisoluri), solurile brune eu-mezobazice (Eutricambosoluri) și solurile aluviale (Aluviosoluri) (Gherasi et al. 1968).

Grupa solurilor brune acide este formată din 7 subgrupe și anume: soluri brune acide și litosoluri; soluri brune acide; soluri brune acide și soluri brune eu-mezobazice; soluri brune acide, soluri brune eu-mezobazice și litosoluri; soluri brune acide și soluri brune feriiluviale; soluri brune



Fig. 14. Harta solurilor din zona de studiu (după Gherasi et al. 1968)

andice și soluri brune eu-mezobazice andice; soluri brune acide andice, soluri brune eu-mezobazice andice și litosoluri.

Grupa solurilor luvice este formată din 2 subgrupe: soluri brune luvice pseudogleizate și luvisoluri albice pseudogleizate; soluri brune luvice tipice și soluri brune luvice, erodate.

Grupa solurilor brune eu-mezobazice și a solurilor aluviale au câte o singură subgrupă pentru zona de studiu.

În **Fig. 14** este prezentată harta solurilor din zona de studiu cu grupele de soluri prezente.

3.2. Determinarea potențialului de radon geogen

3.2.1. Determinarea concentrației de radon din sol

Concentrația activității de radon din sol s-a realizat cu ajutorul aparatului *Radon Monitor-2* (RM-2) de la Radon v.o.s., Republica Cehă (www.radon.eu, 2022). Acest detector de radon este folosit pentru analiza in-situ rapidă și precisă a radonului (^{222}Rn) în sol, aplicabil pentru cartografierea riscului de radon și a evaluării conținutului de radon în solurile de suprafață.

Detectorul de radon RM-2 (**Fig. 15**) este format dintr-un set de 15 camere de ionizare IK-250, cititorul ERM-3 și o pompă manuală sau electrică ce funcționează la tensiunea de 12V. Principalul avantaj al acestui detector îl reprezintă sensibilitatea, având o rezoluție de $0,1 \text{ kBq/m}^3$ și consumul de energie redus, acesta fiind alimentat cu un acumulator de 9V. Dezavantajul acestui aparat îl constituie gabaritul lui: o casetă de transport pentru cititor, o casetă de transport pentru camerele de ionizare, o casetă pentru pompa electrică și o casetă pentru accesorii: seringi Janet, ciocan pentru introducerea sondei în pământ, furtun de legătură, unelte de recuperat sonda.

ETAPE:

- 1) Camerele de ionizare sunt vidate cu ajutorul pompei manuale (8 extrageri ale aerului) sau electrice (6 secunde),
- 2) Se introduc sondele de prelevare a gazului la o adâncime de 80 cm,
- 3) Probele de gaz din sol sunt prelevate cu ajutorul unei seringi Janet cu un volum de 150 ml conectată la sonda de prelevare.

4) Proba de gaz recoltată este introdusă în camera de ionizare. După ce proba din sol a fost transferată în camera de ionizare, se permite intrarea a 50 ml de aer ambiental în cameră pentru a atinge volumul total al camerei de ionizare de 200 ml.

5) Pentru a elimina toronul, camerele de ionizare cu proba prelevată sunt măsurate după 15 minute de la prelevare.

6) După cele 15 minute, camera de ionizare este legată la electrometrul ERM-3 și începe măsurarea concentrației de activitate a radonului. Radiația alfa a radonului emisă în camera de ionizare dă naștere la un curent de ionizare care este măsurat în 120 secunde.

7) Electrometrul sau cititorul (ERM-3) afișează concentrația de radon în unități de activitate de volum (kBq/m³).

Concentrația de activitate de radon din sol este folosită pentru calcularea potențialului de radon geogen aferent zonei de prelevare a probelor de gaz.



Fig. 15. *Radon Monitor-2 (RM-2)*

3.2.2. Determinarea permeabilității solului

Permeabilitatea solului este foarte importantă în procesul de transport a gazului în sol, aceasta influențând în mare măsură fluxul de radon sau exhalăția.

Pentru determinarea permeabilității solului s-a utilizat aparatul Radon-Jok (Fig. 16) de la Radon v.o.s., Republica Cehă (www.radon.eu, 2022). Acesta este echipat în partea superioară cu o celulă de aer extensibilă cu un volum de 0,002 m³. În partea superioară a celulei extensibile există un robinet conectat la sonda de extracție a aerului din sol, iar în partea inferioară a celulei se află o tijă metalică calibrată. Pe tija metalică, în partea opusă celulei extensibile, sunt poziționate două greutăți necesare pentru a extinde celula cu aerul din sol. Cu ajutorul acestor greutăți se determină diferența de presiune (Δp) din ecuațiile (III) și (IV). Atunci când se utilizează o singură greutate în cadrul măsurătorii de permeabilitate diferența de presiune este de 2160 Pa și atunci când se utilizează ambele greutăți 3750 Pa. Aparatul Radon-Jok este așezat un trepied care permite utilizarea corectă a acestuia în poziție vertical-dreaptă.



Fig. 16. Radon-Jok

La baza calculului pentru permeabilitatea solului stă ecuația lui Darcy:

$$Q = F \cdot \left(\frac{k}{\mu}\right) \cdot \Delta p \quad (III)$$

Unde Q – fluxul de aer prin tubul de extracție ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), F – factorul de formă a sondei de extracție (m), k – permeabilitatea solului (m^2), μ – vâscozitatea aerului dinamic ($\text{Pa} \cdot \text{s}$), Δp – diferența de presiune dintre suprafața solului și suprafața activă a solului (Pa).

Pentru calcularea factorului de formă (F) este utilizată ecuația (IV):

$$F = \frac{2 \cdot \pi \cdot L}{\ln \left\{ 2 \cdot L \cdot \left[\frac{(4 \cdot D - L)}{(4 \cdot D + L)} \right]^{\frac{1}{2}} / d \right\}} \quad (IV)$$

Unde L – lungimea suprafeței active (m), d – diametrul suprafeței active (m), D – adâncimea sondei de extracție (m).

În ecuația (IV) pentru calcularea factorului de formă a sondei de extracție este nevoie doar de adâncimea (D) de la care se prelevează proba de gaz din sol. Lungimea suprafeței active (L) și diametrul suprafeței active (d) sunt constante dacă toate măsurătorile au fost efectuate la adâncimea de 0,8 m, rezultat al utilizării aceluiași echipament de măsurare pe tot parcursul studiului de față. ($L = 0,05$ m; $d = 0,012$ m). Atunci când sonda a fost introdusă la adâncimea de 0,8 m și nu se poate preleva proba de aer din sol, aceasta este ridicată treptat până la adâncimea propice prelevării probei, astfel lungimea suprafeței active (L) se modifică în funcție de centimetrii la care este ridicată sonda.

După calcularea factorului de formă F se trece la ecuația (V) unde pentru permeabilitatea solului calculată cu ajutorul aparatului Radon-Jok este nevoie doar de timpul în care celula extensibilă ajunge la volumul de $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3$. Pe tija metalică sunt însemnate 2 linii la care trebuie pornită și oprită măsurarea efectivă. Pentru a reduce erorile și pentru o măsurătoare mult mai exactă, Radon-Jok este echipat cu un sistem de alarmare atunci când ajunge la prima linie (START) și la cea de-a doua (STOP).

Permeabilitatea solului se calculează cu ecuația (V):

$$k = \frac{V \cdot \mu}{F \cdot \Delta p \cdot t} \quad (V)$$

Unde V – volumul celulei extensibile a aparatului Radon-Jok ($2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3$); μ - vâscozitatea aerului dinamic ($\text{Pa} \cdot \text{s}$) la 10°C , $\mu = 1,75 \cdot 10^{-5}$; F – factorul de formă a sondei de extracție (m); t – timpul în care celula extensibilă a aparatului este expandată la maxim (s); Δp - diferența de presiune dintre suprafața solului și suprafața activă a solului (Pa) - 2160 Pa (1 greutate) sau 3750 Pa (2 greutate).

Limita de măsurare pentru permeabilitate scăzută este $k = 5,2 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$. Această valoare poate fi transformată în timp, cca. 1200 secunde de măsurare a permeametrului Radon-Jok. Limita de măsurare pentru permeabilitate crescută este $k = 1,8 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$. Valoarea corespunde unui timp de 6 secunde pentru măsurare (Neznal et al. 2004).

Permeabilitatea solului este împărțită în trei categorii. Acestea sunt prezentate în **Tabel 5** cu limitele aferente pentru permeabilitate scăzută, medie sau crescută.

Tabel 5. Categoriile de permeabilitate (Neznal et al. 2004)

Permeabilitate	Limită permeabilitate (m^2)
Scăzută	$k < 4,0 \cdot 10^{-13}$
Medie	$4,0 \cdot 10^{-13} < k < 4,0 \cdot 10^{-12}$
Crescută	$k > 4,0 \cdot 10^{-12}$

Permeabilitatea solului determinată este folosită împreună cu concentrația de activitate de radon pentru determinarea potențialului de radon geogen aferent zonei de prelevare a probelor de gaz.

3.2.3. Calculul potențialului de radon geogen

Pentru a calcula potențialul de radon geogen este esențială determinarea concentrației de activitate de radon și a permeabilității solului. Ecuația (VI) este utilizată în cazul în care solul este omogen.

$$GRP = \frac{\text{Concentratia de radon din sol} - 1}{-\log(\text{Permeabilitatea solului}) - 10} \quad (\text{VI})$$

În cazul lucrării de față s-a utilizat ecuația (VII). Măsurătorile pentru potențialul de radon geogen s-au efectuat pe un areal de 120-150 m^2 . Având în vedere neomogenitatea solului unde concentrația de radon din sol este

corectată, prin aplicarea cuartilei 3 (percentila de 75%) (Mikšová & Barnet, 2002; Neznal et al., 2004):

$$GRP = \frac{\text{Cuartila 3 a concentrației de radon din sol} - 1}{-\log(\text{Cuartila 3 a permeabilității solului}) - 10} \quad (VII)$$

Potențialul de radon geogen s-a determinat în 3 puncte așezate sub forma unui triunghi isoscel cu baza și înălțimea de 5 m lungime (**Fig. 17**). Conform ecuației dezvoltate de către (Neznal et al., 2004) potențialul de radon geogen (*GRP* – eng. *Geogen Radon Potential*) se poate clasifica sub forma de Indice de Radon (*R.I.* – eng. *Radon Index*) care indică nivelul de radon dat de roca de bază: $GRP < 10$, I.R. este scăzut; $10 \leq GRP < 35$, I.R. este mediu; $35 \leq GRP$, I.R. este crescut.

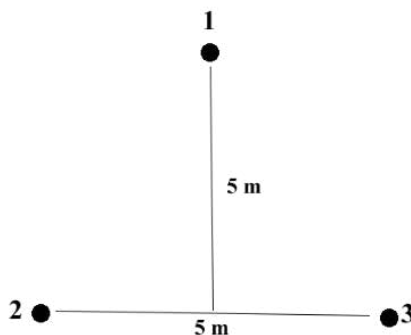


Fig. 17. Schema de măsurare a potențialului de radon geogen

3.3. Determinarea concentrației activității de radon și radium din apă

A) Concentrația de radon din apă

Prelevarea probelor de apă s-a realizat în recipiente din PET de 0,5 l. S-au ales un număr de 14 puncte de probare, de unde s-au colectat apă de izvor, de fântână dar și ape curgătoare de suprafață. Pentru fiecare probă s-a generat un cod și au fost trecute următoarele date de identificare: coordonate GPS, data și ora prelevării probei, tipul probei (apă de izvor, fântână sau apă de suprafață).

Determinarea concentrației activității de radon din apă s-a realizat cu ajutorul detectorului de radon RAD7 cu sistemul Rad-H₂O în maximum 24 de ore de la prelevarea probelor **Fig. 18** și **Fig. 19.A.**).

Pentru a efectua măsurătorile cu RAD-H₂O este necesar ca sistemul de tuburi să aibă o umiditate scăzută și să nu prezinte contaminări de la măsurătorile anterioare. Pentru a elimina eventualele contaminări se va efectua purjarea (curățarea) sistemului timp de minim 10 minute. După efectuarea acestui ciclu de purjare se va verifica umiditatea relativă, iar dacă aceasta este sub 6% se poate începe măsurarea propriu-zisă a radonului din ape. Dacă umiditatea relativă este mai mare de 6% se va efectua o nouă purjare a sistemului timp de 30 de minute. Purjarea ajută și la determinarea background-ului, pentru a elibera urmașii radonului (Po²¹⁴ și Po²¹⁸) din sistem.

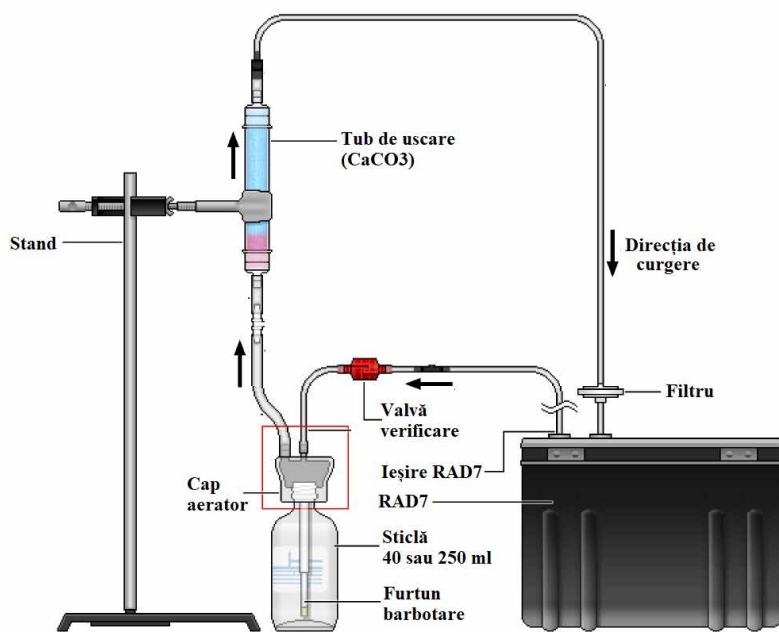


Fig. 18. Schema sistemului Rad-H₂O (după DURRIDGE, 2020)

Înainte de efectuarea măsurătorii de radon trebuie setat protocolul de măsurare din meniul aparatului pentru volumul de apă folosit: RADH20-250 – pentru sticlele cu volumul de 250 ml sau RADH20-40 pentru sticlele cu volumul de 40 ml. Selectarea volumului se face în funcție de concentrația

de radon din apă: la o concentrație mai ridicată sunt folosite sticlele cu volumul de 40 ml, iar la o concentrație mai scăzută sunt folosite sticlele de 250 ml.

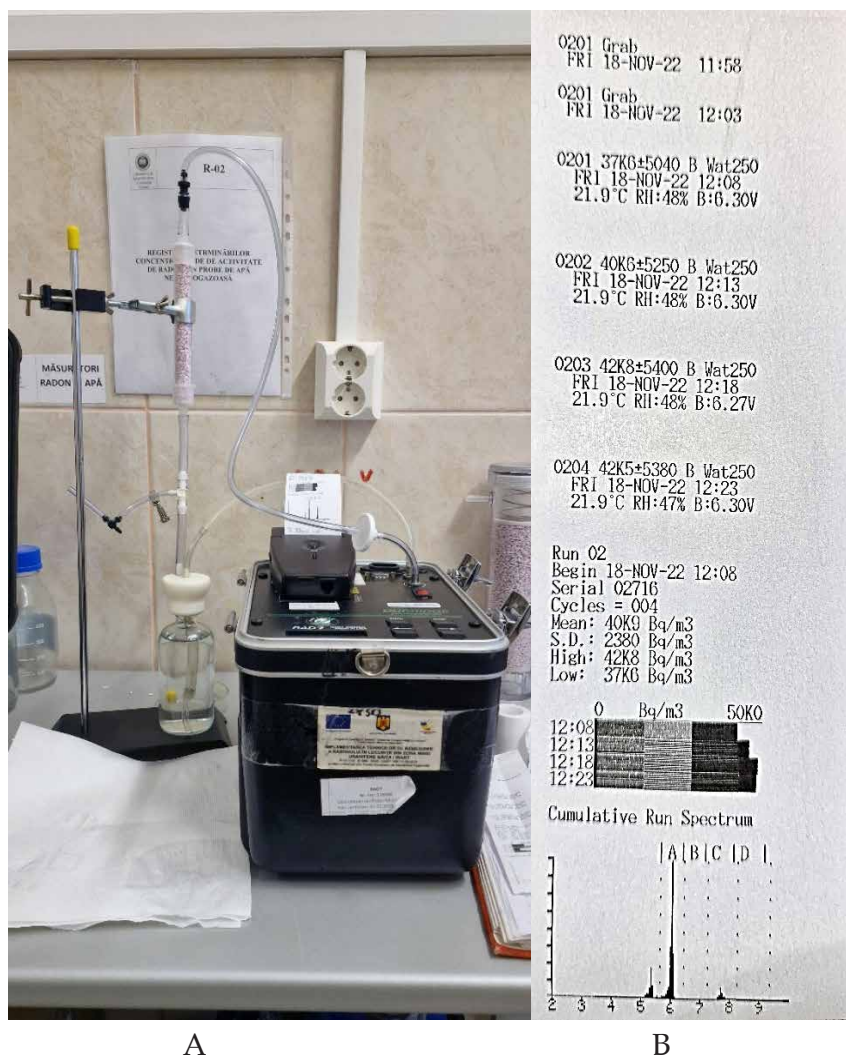


Fig. 19. Sistemul RAD-H20 pentru determinarea concentrației activității de radon și radium din apă (A) și raportul final al măsurătorii (B) în cadrul Laboratorului de încercări radon „Constantin Cosma”

După conectarea sticlei de apă la sistemul de măsurare, din meniul aparatului RAD7 se pornește realizarea măsurătorii de la TEST – START.

Metoda folosește o buclă închisă în care volumul de aer și volumul de apă sunt constante. Aerul este recirculat din apă prin sistemul de circulare

până ajunge la echilibru, aproximativ 5 minute. În acest sens, aerul cu radon din apă este transferat din vasul de barbotare în camera detectorului.

După încheierea barbotării și măsurătoarea continuă încă 25 de minute. Durata măsurătorii este de 30 de minute, rezultatul este exprimat în Bq/m³, fiind afișată și incertitudinea generată de măsurătoare în raportul final întocmit de către aparat (**Fig. 19.B.**). Pe raport se pot observa concentrațiile și incertitudinile pentru cele patru cicluri de măsurători, media aritmetică, incertitudinea medie, cea mai mare și cea mai mică valoarea a concentrației de radon din apă. În plus, este întocmit și un spectru cumulativ cu 4 ferestre: **A** – totalul particulelor alpha de la 3 minute, 6,00 MeV, dezintegrare Po218; **B** – Thoron 1 – totalul particulelor alpha în regiunea de 0,15 s, 6,78 MeV, dezintegrare Po216; **C** – totalul particulelor alpha de 7,69 MeV din dezintegrarea stră-strănepoata radonului, cu un timp efectiv de înjumătățire de aproximativ 1 oră; **D** – Thoron 2 – totalul particulelor alpha în regiunea de 8,78 MeV, dezintegrare Po212 cu un timp de înjumătățire de 10 ore (DURRIDGE, 2020).

Eficiența extracției radonului din apă este de 99% pentru proba de 40 ml și 94% pentru proba de 250 ml. Această eficiență depinde de condițiile de mediu, metoda fiind recomandată în condiții controlate de laborator.

Concentrația de activitate de radon din proba de apă afișată de către aparat reprezintă valoarea obținută după un timp t de la prelevare. Pentru a calcula concentrația de activitate a radonului la momentul prelevării probei de apă, se folosește ecuația (VIII):

$$\overline{C}_0 = \overline{C} \cdot e^{\lambda \cdot t_{\text{prelevare}}} \quad (\text{VIII})$$

Unde: $\overline{C}_0$ – concentrația de activitate a radonului la momentul recoltării probei de apă (Bq/l), $\overline{C}$ – concentrația de activitate de radon din proba de apă măsurată la momentul t (Bq/l), λ – constanta de dezintegrare a Rn-222 ($\lambda = 0,18$), $t_{\text{prelevare}}$ – timpul scurs între momentul prelevării probei și cel al măsurării probei de apă (zile).

B) Concentrația de radu din apă

Prelevarea probelor de apă în vederea determinării concentrației de radu s-a efectuat în recipiente de sticlă cu un volum de 0,5 l. Acestea au fost etichetate asemănător probelor de apă pentru determinarea concentrației de radon din apă.

Determinarea concentrației de radon din apă se realizează după 30 de zile de la prelevarea probei. Concentrația de radon devine egală cu concentrația de radon din apă după această perioadă, considerându-se un echilibru secular între radon și radon. Ținând cont de acest echilibru secular, concentrația de radon din apă este determinată prin aceeași metodă prin care s-a determinat concentrația de activitate de radon din apă, descrisă mai sus.

3.4. Intercompararea aparatelor pentru determinarea concentrației de activitate de radon

Pentru o calitate bună a măsurătorilor de radon în sol, în septembrie 2021, am participat în cadrul Laboratorului de Încercări Radon „Constantin Cosma” la „*International comparison measurement of radon in soil gas at radon reference sites Cetyne and Buk in the Czech Republic*” unde s-au intercomparat rezultate de la 23 de laboratoare din 11 țări.

Măsurătorile propriu-zise au fost efectuate pe 2 amplasamente de referință în Republica Cehă: Cetyne și Buk (**Tabel 6**). Amplasamentul de la Cetyne se află pe o rocă de bază ortognais, iar terenul este reprezentat printr-o luncă. Concentrația de uraniu de pe amplasament este de 2 ppm, iar media concentrației de activitate de radon din sol este 32 kBq/m³. Amplasamentul de la Buk se află poziționat pe o rocă de bază granodioritică. Concentrația de uraniu este de 3,6 ppm, iar media concentrației de activitate de radon este de 155 kBq/m³. Fiecare amplasament este împărțit în 10 puncte de prelevare a radonului din sol. Prelevarea probei se face de la o adâncime de 0,8 m.

Tabel 6. Rezultate intercomparare Republica Cehă

Amplasament	C _{Rn} aparat 1 (kBq/m ³)		C _{Rn} aparat 2 (kBq/m ³)		C _{Rn} referință (kBq/m ³)
	Media aritmetică	Deviația standard	Media aritmetică	Deviația standard	Media aritmetică
Cetyne	36,3	10,8	35,9	11	32
Buk	146,5	50,2	149	54,8	155

S-au aplicat 3 teste statistice pentru intercompararea rezultatelor obținute de către cele 23 de organizații în cele 2 locații.

Testul 1. Testarea diferențelor concentrațiilor de radon determinate de aparat și grup

O diferență între datele raportate de către LiRaCC (Laboratorul de Încercări Radon „Constantin Cosma”) și mediana datelor raportate de către toate organizațiile participante, inclusiv de organizator, a fost testată în fiecare punct de prelevare. Diferența este semnificativă, dacă intervalul de încredere calculat nu include zero. Nivelul de semnificație este $\alpha = 0,01$.

Testul 2. Regresia liniară și corelarea concentrațiilor determinate de aparat și grup

Regresia liniară ($y = a + bx$) definește dependența dintre concentrațiile de radon determinate de aparat (y) și medianele concentrațiilor de radon raportate de toate laboratoarele participante din grup (x). Un caz ideal este pentru $a = 0$ și $b = 1$. Această prezumție este respinsă dacă valoarea t calculată este mai mare decât valoarea t critică. Nivelul de semnificație $\alpha = 0,01$.

Testul 3. Testarea diferențelor dintre media concentrațiilor determinate de aparat și media tuturor măsurătorilor din baza de date efectuate în timp

Mediile concentrațiilor de activitate de radon din amplasamentul de referință sunt testate prin criteriul $R1/R2$. $R1$ este un raport dintre o medie a datelor înregistrate de aparat și o medie a concentrațiilor de activitate de radon date de organizator (date de referință). $R2$ este o medie aritmetică a valorilor $R1$ calculată din măsurătorile tuturor participanților de la începutul efectuării de măsurători pe amplasamentele de referință (anul 2000). Calculul raportului $R1$ elimină variațiile climatice temporale ale concentrației de radon la locul de referință. Raportul $R1/R2$ este independent de valorile concentrațiilor de radon absolute estimate de organizator. O abatere relativă de $\pm 30\%$ este admisă pentru criteriul de testare $R1/R2$ de la valoarea ideală egală cu 1. Astfel, valorile admisibile (**Tabel 7**) $R1/R2$ pentru fiecare amplasament de referință sunt în intervalul (0,7 - 1,3).

Tabel 7. Raportul $R1/R2$

Amplasament	R1	R1/R2
Cetyne	1,094	1,195
Buk	1,089	1,171
Valoare medie		1,183

Testul 1 și Testul 2 arată pentru nivelul de semnificație $\alpha = 0,01$ un acord general al datelor determinate de aparatele laboratorului cu datele aparatelor celorlalte 22 de laboratoare care au participat la intercomparare în aceeași zi. Testul 3 (test bazat pe comparația cu bazele de date ale amplasamentelor de referință pentru radon) arată o concordanță bună a mijloacelor rezultate ale concentrațiilor de radon ale tuturor laboratoarelor ($N = 312$) care au măsurat radonul pe aceste amplasamente de referință începând cu anul 2000. După testul 3, datele rezultate R1 / R2 îndeplinesc criteriile de testare, iar rezultatele oferite de către aparate pentru măsurarea radonului din sol sunt acceptabile pentru cartografierea riscului de radon.

3.5. Analiza datelor

Calcularea potențialului de radon geogen s-a realizat cu ajutorul Microsoft Office Pro Plus 2021 - Excel. Analiza statistică a datelor s-a realizat cu ajutorul programului GraphPad Prism versiunea 6.0 Graphpad Software, www.graphpad.com, 2022) și SPSS versiunea 20 (SPSS, www.ibm.com, 2022).

Pentru graficele de tip box-plot, linia centrală indică mediana (Q2), iar marginile de jos și de sus ale box-plot-ului indică prima (Q1) și a III-a cuartilă (Q3) ale concentrațiilor de radon. Capetele box-plot-urilor reprezintă datum în 1,5 IQR din (*eng. InterQuartile Range = interval intercuartilic*) din cuartila inferioară și cel mai mare datum în 1,5 IQR din cuartila superioară și, prin urmare, nu sunt considerate valori aberante. Valorile aberante sunt reprezentate individual ca puncte pe graficul de mai jos.

Pentru a determina distribuția statistică a datelor s-au folosit testele statistice Shapiro-Wilk (Shapiro & Wilk, 1965) și Kolmogorov-Smirnov (Kolmogorov, 1933; Smirnov, 1939).

Pentru a compara constatările obținute din diferitele strategii de măsurare a fost ales testul ANOVA pentru măsurători repetate cu analiză post-hoc Tukey. Ca referință s-a ales potențialul de radon geogen calculat pentru 15 puncte de măsurare. Prin urmare, a fost utilizat testul T pentru datele pereche sau testul neparametric de rang Wilcoxon pentru perechi. Nivelul de semnificație a fost ales $\alpha=0,05$. Pentru a examina nivelul de corelație și acord între sistemele de măsurare a fost utilizat coeficientul de corelație intraclasă (ICC = interclass correlation coefficient). În acest sens,

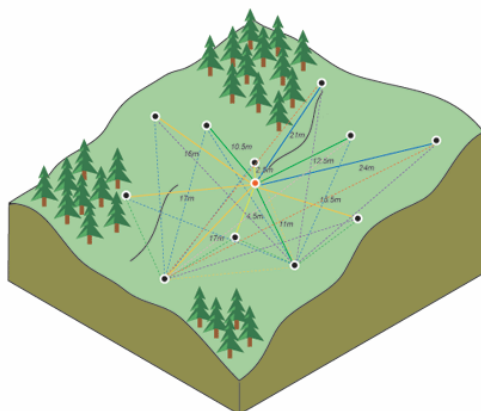


Fig. 20. *Calcularea diferenței la pătrat dintre locațiile pereche a modelului de interpolare Kriging (www.arcgis.com, 2023)*

a fost aplicat modelul cu măsurare unică, acord absolut, cu efecte mixte în două căi. Interpretarea ICC s-a bazat pe recomandarea lui Koo & Li (2016).

Hărțile din această lucrare au fost realizate cu ajutorul software-ului ArcMap versiunea 10.6.1 din pachetul ArcGis Desktop (ESRI, www.esri.com, 2022). Pentru această lucrare s-au utilizat trei tipuri de interpolări ale rezultatelor obținute: Kriging, IDW (Inverse Distance Weighted) și Natural Neighbour.

Kriging este o procedură geostatistică avansată care generează o suprafață (hartă) estimată dintr-un set împrăștiat de puncte cu valori z . În comparație cu alte metode de interpolare, aceasta implică o investigare interactivă a comportamentului spațial al fenomenului reprezentat de valorile z înainte de a selecta cea mai bună metodă de estimare pentru generarea suprafeței de ieșire (hartă). În **Fig. 20** este reprezentat schematic selecția punctelor măsurate (culoare neagră) pentru a prezice valoarea unui punct oarecare (culoare roșie) ținând cont de toate distanțele pentru toate perechile de date.

Fiind o metodă geostatistică, kriging-ul nu doar are capacitatea de a produce o suprafață de predicție, dar oferă și o anumită măsură a certitudinii sau acurateții predicțiilor (Oliver & Webster, 1990). În spatele algoritmului kriging stă o funcție matematică pentru un număr specificat de puncte sau la toate punctele dintr-o rază specificată, pentru a determina valoarea de ieșire pentru fiecare locație, distanța sau direcția dintre puncte

reflectă o corelație spațială. Metoda kriging este un proces în mai multe etape care include analiza statistică exploratorie a datelor, modelarea variogramelor, crearea suprafețelor și explorarea unei suprafețe de varianță și este cea mai potrivită atunci când se știe că există o distanță corelată spațial sau o pârținire direcțională a datelor (Oliver & Webster, 1990). Formula din spatele algoritmului este (IX):

$$\hat{Z}(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i) \quad (IX)$$

Unde: $Z(s_i)$ = valoarea măsurată la a i-a locație, λ_i = o greutate necunoscută pentru valoarea măsurată la a i-a locație, s_0 = locația de predicție, N = numărul de valori măsurate.

Interpolarea **IDW** (Inverse Distance Weighted = interpolarea distanța inversă ponderată determină valorile celei utilizând o combinație ponderată liniar a unui set de puncte de probă. Algoritmul este o funcție a distanței inverse, iar suprafața interpolată ar trebui să fie cea a unei variabile de locație. Această metodă presupune că variabila scade în influență odată cu distanța față de locația eșantionată (Watson & Philip, 1985). Formula de calcul pentru interpolarea IDW este asemănătoare formulei pentru kriging (ecuația (IX), doar că greutatea λ_i depinde numai de distanța până la locația de predicție (Watson & Philip, 1985). În **Fig. 21** sunt observate

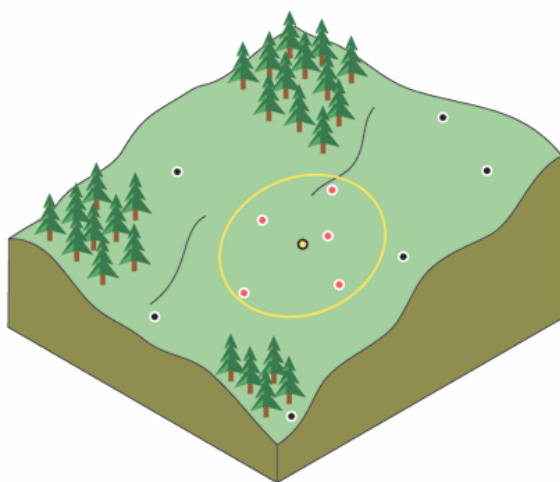


Fig. 21. Selectarea punctelor vecine pentru IDW (www.arcgis.com, 2023)

punctele selectate (culoare roșie) pentru a prezice valoarea unui punct oarecare (culoare galbenă).

Interpolarea de tip **Natural Neighbour** găsește cel mai apropiat subset de eșantioane de intrare la un punct de interogare și le aplică ponderi pe baza unor zone proporționale pentru a interpola o valoare (Sibson, 1981). Proprietățile sale de bază sunt: este utilizat local, folosind doar un subset de mostre care înconjoară un punct de interogare, iar înălțimile interpolate sunt garantate a fi în intervalul eșantioanelor utilizate. Aceasta nu deduce tendințe și nu va produce vârfuri, gropi, creste sau văi care nu sunt deja reprezentate de eșantioanele de intrare. Vecinii naturali ai oricărui punct sunt cei asociați cu poligoane învecinate Voronoi (Thiessen). Inițial, este construită o diagramă Voronoi din toate punctele date, reprezentate de poligoane de culoare măslinie. Un nou poligon Voronoi, de culoare bej, este creat apoi în jurul punctului de interpolare (stea roșie) (Fig. 22). Proportia de suprapunere dintre acest nou poligon și poligoanele inițiale este apoi utilizată ca pondere (Sibson, 1981).

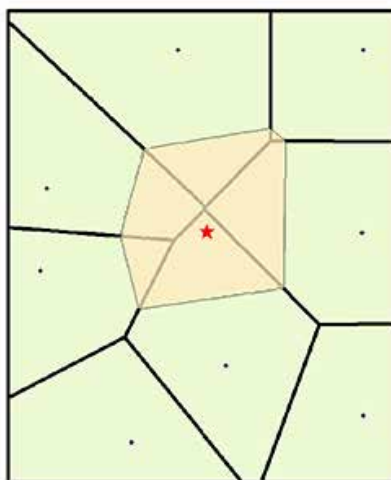


Fig. 22. Exemplu de poligon Voronoi creat în jurul punctului de interpolare (www.arcgis.com, 2023)

Semivariograma permite examinarea autocorelației spațiale dintre punctele de eșantionare măsurate. Se presupune că punctele apropiate unele de altele sunt mai asemănătoare, astfel semivariograma permite examinarea acestei relații. Pentru a realiza acest lucru, o valoare a semi-

varianței (pătratul diferenței dintre valorile fiecărei perechi de locații) este trasată pe axa Y în raport cu distanța care separă fiecare pereche pe axa X. Un punct roșu din semivariogramă reprezintă o pereche de locații. Deoarece locațiile mai apropiate ar trebui să fie mai asemănătoare, semivariograma va afișa locații apropiate (în stânga axei X) având valori mici de semivarianță (jos pe axa Y). Pe măsură ce distanța dintre perechile de locații crește (spre dreapta axei X) și valorile semivarianțelor ar trebui să crească (în sus pe axa Y). Atunci când se ajunge la o anumită distanță punctele de pe semivariogramă se aplatizează, indicând faptul că relația dintre perechile de locații dincolo de această distanță nu mai este corelată.

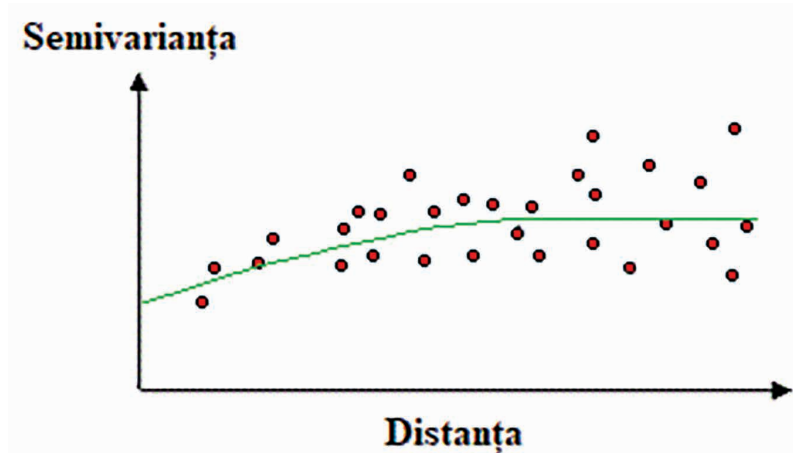


Fig. 23. Exemplu de semivariogramă (după www.arcgis.com, 2023)

4. Rezultate și discuții

4.1. Stabilirea unei metode eficiente de determinare a potențialului de radon geogen

Metoda de determinare a potențialului de radon geogen pe scară largă este cea dezvoltată de Neznal et al. (2004). Pentru a putea compara și a avea un numitor comun al măsurătorilor de radon geogen cu restul măsurătorilor din literatura de specialitate s-a optat pentru a aplica *metoda Neznal*.

Pentru a reduce timpul de lucru pe teren într-o singură locație s-a decis scăderea punctelor de măsurare a concentrației activității de radon, respectiv a permeabilității solului de la 15 puncte de măsurare la 3 puncte de măsurare, astfel reducând considerabil timpul de 4,5 ore la maxim 1,5 ore (Lupulescu et al. 2023). Astfel, s-a putut acoperi mult mai bine zona de studiu cu măsurători în mai multe locații păstrând calitatea rezultatelor.

În acest sens, s-a decis determinarea în 34 de locații a potențialului de radon geogen în 15, 9, 5 și 3 puncte de măsurare pentru a stabili câte puncte de măsurare sunt necesare pentru a determina un potențial de radon geogen care să nu difere semnificativ statistic față de formula de calcul de la care s-a plecat (Neznal et al., 2004). Măsurătorile s-au realizat pe o suprafață de 120-150 m² (Fig. 24).



Fig. 24. Schema de măsurare a concentrației de radon și a permeabilității solului în teren

Aceeași formulă de calcul a potențialului de radon geogen (VII) s-a folosit pentru calcularea în 15, dar și în 9, 5 și 3 (3.1, 3.2, 3.3, 3.4) (**Fig. 25**) puncte de măsurare.

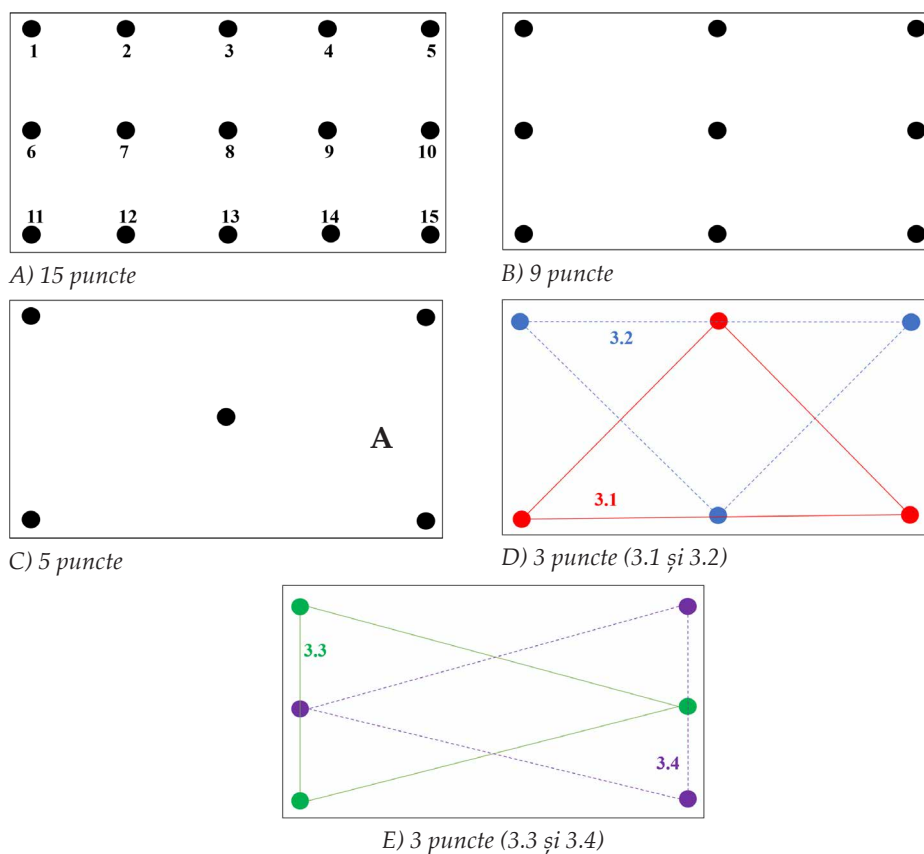


Fig. 25. Schema de măsurare a potențialului de radon geogen pentru fiecare locație

Media aritmetică pentru concentrația de activitate de radon geogen pentru cele 510 măsurători (34 de locații cu câte 15 măsurători fiecare) a fost de 31,9 kBq/m³. Concentrația minimă a fost de 0,2 kBq/m³, iar concentrația maximă a fost de 93,7 kBq/m³. Media geometrică a fost de 27,7 kBq/m³. Pentru acest studiu, media aritmetică a permeabilității solului este de $7,71 \times 10^{-12}$ m², cu o valoare minimă de $5,59 \times 10^{-13}$ m² și o valoare maximă de $2,19 \times 10^{-11}$ m². Potențialul de radon geogen a fost calculat pentru fiecare locație utilizând concentrația de radon din sol și datele de permeabilitate a solului și s-a bazat pe ecuația (VII),

Testul ANOVA aplicat datelor logaritmice pentru măsurători repetate nu a evidențiat nicio diferență semnificativă statistic ($p > 0,05$) între schemele de măsurare prezentate în Fig. 25. Prin aplicarea testului T pentru datele pereche, diferența medie dintre fiecare schemă de măsurare și cea cu 15 puncte nu a fost semnificativ diferit de zero ($p > 0,05$), cu excepția configurației 3.1 ($p = 0,02$). Aplicarea testului neparametric de rang Wilcoxon a dat rezultate similare.

Tabelul 8 prezintă statistica descriptivă pentru potențialul de radon geogen în cele 7 scheme de măsurare. Schema de măsurare cu 15 puncte a fost folosită ca referință. Astfel, media aritmetică a GRP pentru această schemă de măsurare este de 37, cu o medie geometrică de 33 și o variație între 12 și 110. În studiul realizat de Florică et al. (2020), GRP a variat de la 5 la 133, cu o mediană de 29 și o medie de 33 pentru 100 de locații din 5 orașe din România. Szabó et al. (2014) au determinat că potențialul de radon geogen a variat de la 1 la 74 în 192 de locații din Ungaria, cu o medie de 12 și o mediană de 8.

Tabel 8. Statistica descriptivă pentru schemele de măsurare a potențialului de radon geogen în 34 de locații

Schemă de Măsurare ¹	ICC (95% CI) ²	Min. ³	Max.	A.M.	S.D.	G.M.	Mediana	CV (%)
15		12	110	37	20	33	32	54
9	0,96 (0,93 – 0,98)	11	113	38	21	33	33	56
5	0,85 (0,73 – 0,92)	12	100	36	19	32	33	52
3.1	0,83 (0,67 – 0,92)	8	83	33	18	29	28	55

<i>Schemă de Măsurare¹</i>	<i>ICC (95% CI)²</i>	<i>Min.³</i>	<i>Max.</i>	<i>A.M.</i>	<i>S.D.</i>	<i>G.M.</i>	<i>Mediana</i>	<i>CV (%)</i>
3.2	0,79 (0,61 – 0,89)	9	75	37	17	33	32	45
3.3	0,77 (0,59 – 0,88)	11	69	34	15	31	33	45
3.4	0,89 (0,80 – 0,95)	6	124	36	23	31	31	61

¹15 – GRP pentru 15 puncte, 9 – GRP pentru 9 puncte, 5 – GRP pentru 5 puncte, 3.1, 3.2, 3.3, 3.4 – GRP pentru 3 puncte; ²ICC – coeficientul de corelație interclasă între schema cu 15 puncte de măsurare și schemele testate; ³Min. – valoarea minimă, Max. – valoarea maximă, A.M. – media aritmetică, S.D. – deviația standard, G.M. – media geometrică, CV (%) – coeficientul de variație.

O fiabilitate excelentă a fost găsită între schemele de măsurare cu 15 și 9 puncte prin ICC = 0,96 (95% CI: 0,93 – 0,98). Valoarea ICC pentru schema de măsurare în 5 puncte a fost de 0,85, în timp ce intervalul de încredere de 95% a arătat un grad de fiabilitate moderat până la bun. Pentru cele patru configurații selectate cu trei puncte de măsurare, valorile ICC au variat de la 0,77 (schema 3.3) la 0,89 (schema 3.4), intervalul de încredere asociat de 95% indicând o fiabilitate moderată până la bună. Compararea schemelor de măsurare care nu conțin aceleași puncte (cum ar fi schema 3.1 cu schema 3.2 sau schema 3.3 cu schema 3.4) a dat o valoare ICC de 0,70, respectiv 0,67, cu un interval de încredere variind de la scăzut (0,4) la bun (0,81). Pentru schema cu cinci puncte de măsurare prezentată în **Fig. 25.C** și schemele alternative care au vizat alte cinci puncte distincte (2, 4, 6, 12, 14 sau 3, 6, 10, 12, 13), ICC a indicat un interval de încredere între 0,50 și 0,94, indicând o fiabilitate între moderată și excelentă. Pentru schema cu nouă puncte de măsurare s-a făcut o comparație cu o schemă similară cu numărul de puncte; întrucât doar 15 puncte au fost măsurate pe locație, în acest caz au fost comune 3 puncte. Valoarea ICC pentru acest aranjament a fost de 0,86, cu un interval de încredere de 95% între 0,75 și 0,93. Dispersia concentrațiilor de radon din sol, evaluate cu coeficientul de corelație, a indicat o valoare de 51%.

Într-un studiu realizat în 16 județe din regiunea centru-nord-vest a României, Burghele et al. (2019) au determinat un interval al concentrațiilor de radon din sol între 0,2 și 179 kBq/m³ pentru cele 2564 de măsurători. În studiul lui Ciotoli et al. (2017), concentrația medie de radon în sol din regiunea Lazio a Italiei a variat între 14 și 85 kBq/m³. Giustini et al. (2019)

au raportat valori cuprinse între 6,4 și 253 kBq/m³, cu o medie de 60 kBq/m³ în 184 de locații dintr-o regiune vulcanică din centrul Italiei.

Tabelul 9 prezintă statistica descriptivă pentru concentrația de activitate de radon în sol, permeabilitatea solului și potențialul de radon geogen calculat pentru 15 puncte de măsurare din fiecare formațiune geologică. Valorile GRP calculate au ca rezultat un indice de radon moderat pentru 23 de locații și un indice de radon ridicat pentru 11 locații.

Tabel 9. Statistica descriptivă pentru concentrația de radon din sol, permeabilitatea solului și potențialul de radon geogen în șapte formațiuni geologice, conform schemei de măsurare cu 15 puncte

Formațiune geologică	Nr. măs. ¹	Concentrație Radon (kBq/m ³)			Perm. sol (m ²)		GRP			CV (%)
		Min.	A.M.	Max.	A.M.	Min.	A.M.	Max.		
Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase (Seria de Dăbâca)	2	15,6	27,5	62,2	2,53E-12	13	17	20	45	
Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite (Seria de Dăbâca)	1	19,2	30,7	42,7	5,49E-12	-	29	-	-	
Micașisturi cu almandin (Seria de Sebeș-Lotru)	5	21,2	34,8	53,2	4,38E-12	14	25	42	48	
Cuvertura sedimentară Dep. Rusca Montană	16	14,8	30,8	54,5	7,95E-12	11	33	90	53	
Aluviuni	3	17	35,2	56,8	5,33E-12	27	31	39	55	
Formațiunea Băuțar	4	26,7	37,9	54,1	1,26E-11	25	40	67	28	
Formațiunea Voislova	3	12,3	25,0	40,8	1,20E-11	26	30	33	44	

¹Nr. măs. – numărul de măsurători efectuate în formațiunea geologică, Perm. sol – permeabilitatea solului, GRP – potențialul de radon geogen.

Un potențial de radon geogen ridicat a fost calculat în Formațiunea Băuțar (media aritmetică pentru cele 4 locații = 40), care constă în principal din paragnaise cu biotit și almandin, staurolit sau disten, intercalat cu calcar cristalin, amfibolite și lentile rare de magnetit. Pentru Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase (Seria de Dăbâca) a fost calculat un potențial de radon geogen scăzut (media aritmetică = 17).

Majoritatea acestor măsurători au fost efectuate în cuvertura sedimentară a Depresiunii Rusca Montană. În ceea ce privește concentrația activității de radon geogen, Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase din Seria de Dăbâca (Precambrian sup. – Paleozoic inf.) = 62,2 kBq/m³ și aluviunile din Cuaternar = 56,8 kBq/m³ au indicat cele mai mari valori.

Cea mai scăzută concentrație de radon a fost determinată în Formațiunea Voislova ($12,3 \text{ kBq/m}^3$). Permeabilitatea solului este ridicată în majoritatea locațiilor. Datorită nivelului hidrostatic ridicat, care aduce apele subterane aproape de suprafață, în anumite zone aluviale din zona localităților Lunca Cernii de Jos, Negoiu și Gura Bordului, permeabilitatea solului este mai scăzută ($5,59 \times 10^{-13} \text{ m}^2$). Coeficientul de variație pentru aluviuni a fost ridicat (55%), în timp ce pentru Formațiunea Băuțar a fost scăzut (28%).

Fig. 26 prezintă distribuția celor 34 de locații cu indicele de radon în raport cu geologia. Un potențial geogen de radon mai mare se observă în zona depozitelor sedimentare cu intercalații vulcanoclastice din Cuvertura sedimentară din Cretacic – Paleogen a Ruscăi Montane, precum și în zona formațiunii Băuțar, care aparține ciclului Prebaikalian (Precambrian sup.). Un potențial de radon geogen mai scăzut a fost găsit în zona Seriei de Dăbâca (Precambrian sup. – Cambrian). În Formațiunea micașisturilor cu almandin, potențialul de radon geogen a fost determinat doar într-una din cele cinci locații din partea de nord a zonei de studiu.

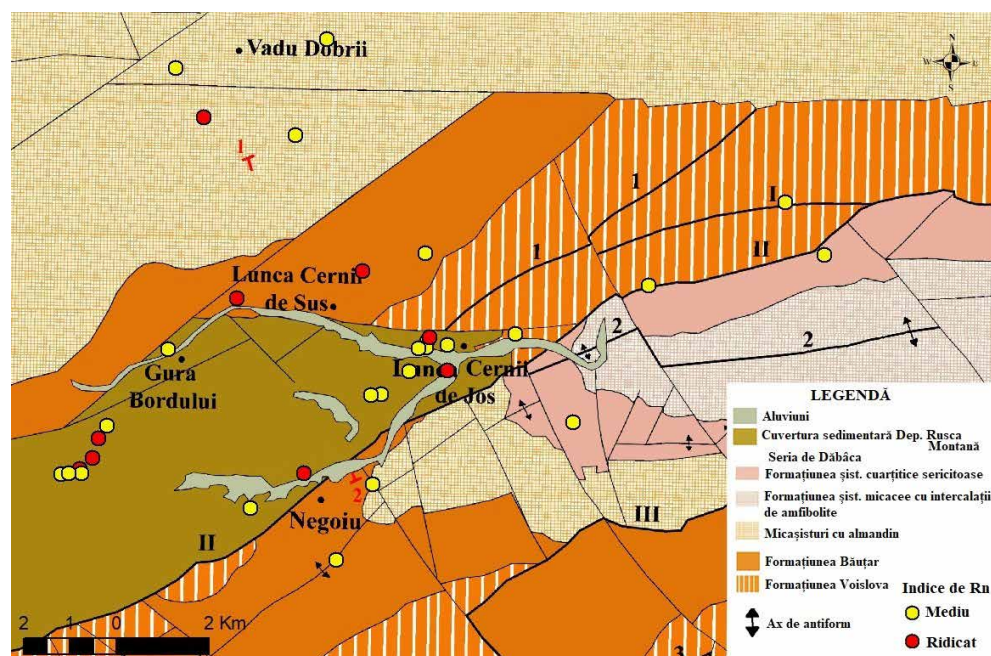


Fig. 26. Distribuția punctelor de măsurare și indicele de radon în zona de studiu pe harta geologică

Concluzii

Pe baza testului T și a testului Wilcoxon, nu există nicio diferență semnificativă statistic pentru schema cu 15 și 9, 5, și 3 puncte de măsurare, cu excepția unei configurații (3.1). Măsurarea într-un singur punct a concentrației de radon nu este recomandată pentru dispozitivul RM-2. Pot apărea erori umane și tehnice, astfel încât valoarea concentrației de radon determinată poate diferi de valoarea sa reală. Un minim de trei măsurători ale concentrației de radon și a permeabilității solului vor îmbunătăți calitatea datelor.

Conform rezultatelor obținute în ceea ce privește ICC, chiar și atunci când schemele de măsurare au fost alese în așa fel încât să țintească puncte diferite la fiecare locație, o schemă de măsurători în 5 puncte ar conduce la o fiabilitate moderată, în timp ce o schemă de măsurare în 9 puncte sau mai multe au prezentat o fiabilitate bună până la excelentă.

Meticulozitatea măsurărilor de radon geogen ar trebui să fie în funcție de scop. Dacă obiectivul este cartografierea potențialului de radon geogen în funcție de geologie, atunci trei măsurători per locație pot fi suficiente. Astfel, timpul necesar pentru determinarea potențialului de radon geogen poate fi redus de la 4,5 – 5 ore pentru 15 puncte de măsurare la 45 min – 1 oră pentru 3 puncte de măsurare. Mai multe puncte de măsurare pentru fiecare locație ar trebui să fie necesare doar pentru studiile generale asupra radonului, dacă concentrația de radon și permeabilitatea solului în fiecare locație sunt foarte eterogene.

Acest studiu de determinare a potențialului de radon geogen pentru cele 34 de locații s-a materializat printr-un articol științific publicat de Lupulescu et al. (2023) în revista Atmosphere.

4.2. Concentrația de radon din sol

4.2.1. Statistica descriptivă

În total, concentrația de activitate de radon din sol a fost determinată în 110 locații împreună cu permeabilitatea solului. În **Tabel 10** este prezentată statistica descriptivă pentru cuartila a III-a pentru concentrația de activitate de radon din sol pentru cele 3 puncte de măsurare în 110 locații. A fost aleasă cuartila a III-a (percentila de 75%) deoarece în formula de calcul a potențialului de radon geogen aceasta este folosită. Media aritmetică pentru concentrația de radon din sol în cele 110 locații a fost de 41,2 kBq/m³, cu un minim de 7,8 kBq/m³ și un maxim de 139 kBq/m³. Media geometrică are o valoare de 35,9 kBq/m³, iar mediana 36,6 kBq/m³.

Tabel 10. Statistica descriptivă pentru concentrația de activitate de radon din sol

<i>Parametru</i>	<i>Valoare (kBq/m³)</i>
<i>Minim</i>	7,8
<i>Media aritmetică</i>	41,2
<i>Maxim</i>	139
<i>Deviația standard</i>	22,4
<i>Media geometrică</i>	35,8
<i>Deviația standard geometrică</i>	1,7
<i>Mediana</i>	36,6
<i>Modul</i>	37,9
<i>Varianța</i>	499,7
<i>Skewness*± eroarea standard</i>	1,295 ± 0,230
<i>Kurtosis**± eroarea standard</i>	2,533 ± 0,457

Skewness** – grad de asimetrie; *Kurtosis** – grad de boltire (claritatea vârfului unei curbe de distribuție a frecvenței)

În **Fig. 27** se poate observa distribuția concentrației de radon din sol pentru cele 110 locații. Distribuția datelor este asimetrică cu o frecvență mai mare a valorilor scăzute, variind de 7,8 la 139 kBq/m³. Valorile pentru gradul de asimetrie (Skewness) a tuturor concentrațiilor de radon este de 1,295 ± 0,23, iar pentru gradul de boltire (Kurtosis) este de 2,533 ± 0,457. Aceste valori confirmă faptul că datele nu urmează o distribuție normală și simetrică.

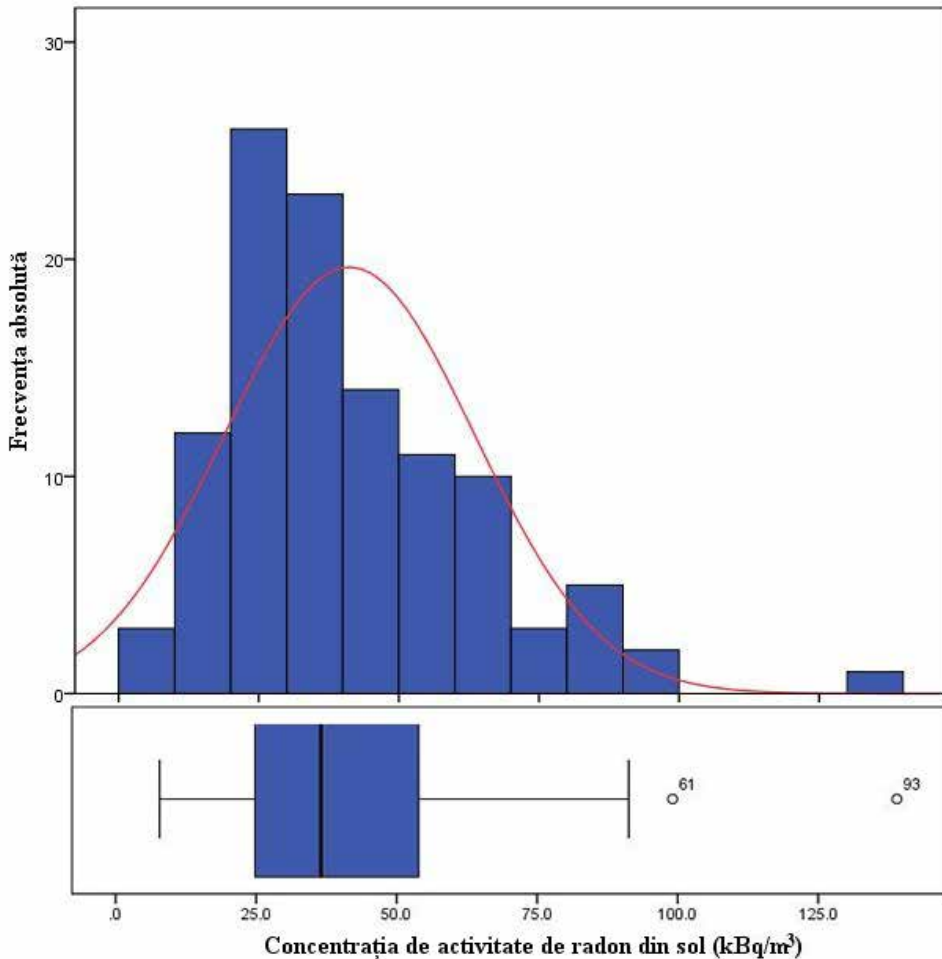


Fig. 27. Frecvența concentrațiilor de radon pentru cele 110 locații

Graficul de tip box-plot din **Fig. 27** prezintă un indicator cantitativ în ceea ce privește concentrațiile de radon din sol. Cele mai multe valori corespund unor concentrații relativ scăzute, cuprinse între 25 și 53 kBq/m³, cu mediana de 36,6 kBq/m³ (linia accentuată).

Prin aplicarea testelor de normalitate Anderson-Darling, D'Agostino-Pearson, Shapiro-Wilk pentru date normale s-a obținut o valoare pentru $p < 0,0001$, iar pentru testul Kolmogorov-Smirnov o valoare de 0,0002, ceea ce indică că datele nu au o distribuție normală pentru concentrațiile de radon ($\alpha=0,05$) (Ruppert, 2004). În schimb, datele pentru concentrațiile de radon logaritmuate au o distribuție normală (**Fig. 28**).

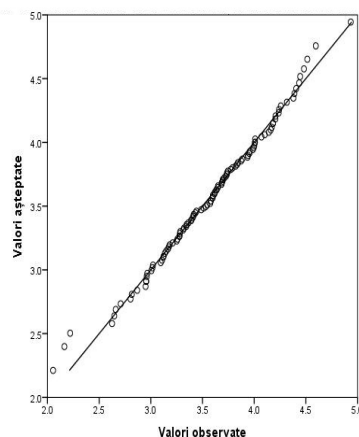
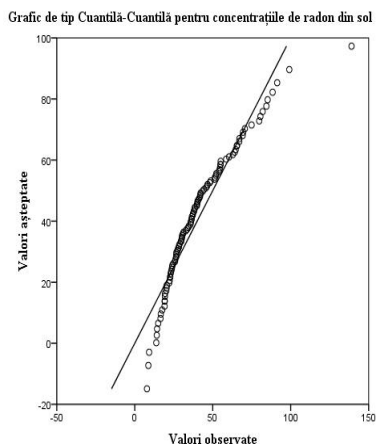


Fig. 28. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a concentrației de radon din sol

Fig. 29 prezintă concentrația de activitate de radon pentru fiecare formațiune geologică prezentată în zona de studiu. Se pot observa activități ale concentrației de radon mai ridicate în Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite (Seria de Dăbâca) cu o mediană de 60 kBq/m^3 , în Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase (Seria de Dăbâca) cu o mediană de $54,2 \text{ kBq/m}^3$, dar și în Formațiunea Băuțar (Subseria paragnaiselor cu biotit din Seria Sebeș-Lotru) având o mediană de $41,3 \text{ kBq/m}^3$. În aluviuni, mediana pentru concentrațiile de activitate de radon în sol a fost de $36,7 \text{ kBq/m}^3$. Această valoare a mediane a fost determinată și pentru Subseria micașisturilor cu almandin din Seria de Sebeș-Lotru. Concentrații de radon mai scăzute au fost determinate în Formațiunea Voislova (Subseria paragnaiselor cu biotit din Seria de Sebeș-Lotru) cu o mediană de $30,4 \text{ kBq/m}^3$ și în Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană cu o mediană de $31,3 \text{ kBq/m}^3$.

Din perspectiva mediei aritmetice a concentrațiilor de radon din sol, Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite este formațiunea cu media cea mai ridicată, de $59,3 \text{ kBq/m}^3$. Aceasta este urmată de Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase din aceeași Serie de Dăbâca cu o valoare a mediei aritmetice de $55,1 \text{ kBq/m}^3$. O medie de $43,3 \text{ kBq/m}^3$ a fost calculată pentru Formațiunea Băuțar, $39,5 \text{ kBq/m}^3$ pentru Cuvertura

sedimentară Dep. Rusca Montană, iar pentru Subseria micașturilor cu almandin a fost determinată o medie aritmetică de 39,0 kBq/m³.

Cele mai scăzute concentrații de radon din sol au fost determinate în aluviuni (36,5 kBq/m³) și în Formațiunea Voislova (38,5 kBq/m³).

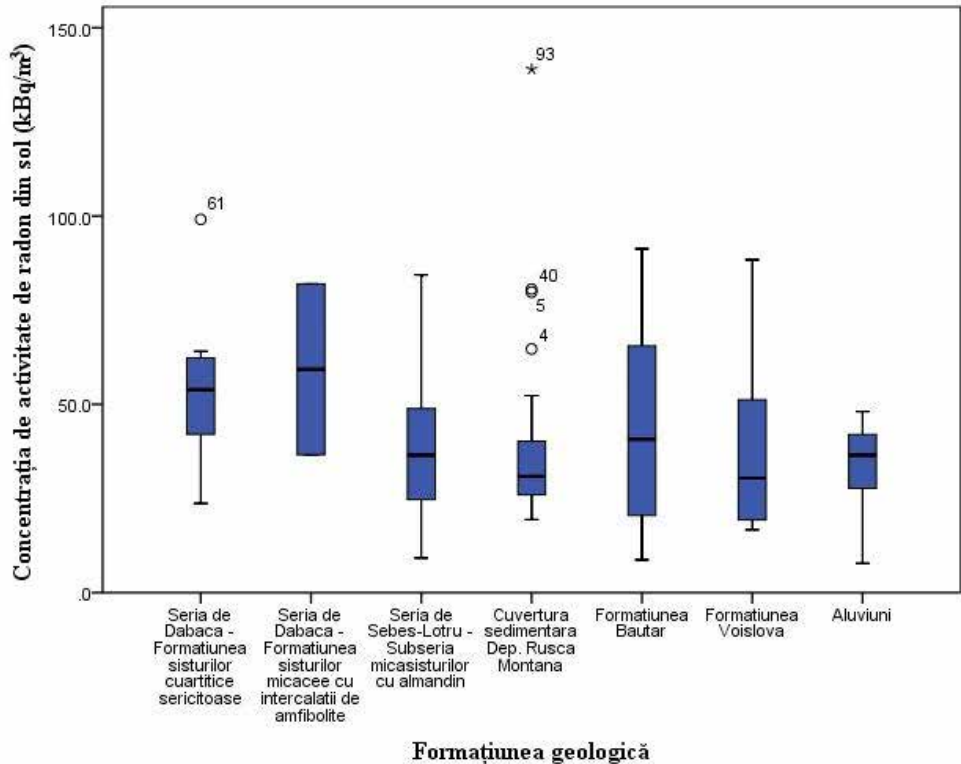


Fig. 29. Concentrația de activitate de radon în funcție de formațiunea geologică

În plus, pentru o rezoluție cât mai realistă s-a calculat și frecvența măsurătorilor concentrațiilor de radon pentru fiecare formațiune geologică (Tabel 11).

Tabel 11. Frecvența măsurătorilor per formațiune geologică

Formațiunea geologică	Frecvență absolută	Procentaj (%)
Seria de Dăbâca – Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase	7	6,4
Seria de Dăbâca – Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite	2	1,8
Seria de Sebeș-Lotru – Subseria micașturilor cu almandin	27	24,5

<i>Formațiunea geologică</i>	<i>Frecvență absolută</i>	<i>Procentaj (%)</i>
<i>Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană</i>	33	30,0
<i>Seria de Sebeș-Lotru – Subseria paragneiselor cu biotit – Formațiunea Băuțar</i>	26	23,6
<i>Seria de Sebeș-Lotru – Subseria paragneiselor cu biotit – Formațiunea Voislova</i>	9	8,2
<i>Aluviuni</i>	6	5,5

Cele mai multe măsurători (33) s-au efectuat în Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană reprezentând un procent de 30% din totalul măsurătorilor. Aceasta este urmată de Seria de Sebeș-Lotru – Subseria micașturilor cu almandin (24,5%) și Seria de Sebeș-Lotru – Subseria paragneiselor cu biotit – Formațiunea Băuțar (23,6%). Cele mai puține măsurători (2 măsurători) au fost efectuate în Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite din Seria de Dăbâca cu un procent de 1,8%.

În **Fig. 30** este prezentată concentrația de activitate de radon în funcție de vârsta geologică a formațiunilor din arealul de studiu. Se poate observa că mediana concentrațiilor de radon pentru vârsta geologică Precambrian sup. – Paleozoic inf. este cea mai ridicată, având o valoare de 54,1 kBq/m³. Această valoare este pentru 9 măsurători efectuate, însemnând 8,2% din totalul măsurătorilor (**Tabel 12**). Pentru zona de vârstă Cretacic-Paleogen a fost determinată cea mai scăzută mediană a concentrației de radon din sol de 31,1 kBq/m³ pentru un total de 33 de măsurători (30%). Pentru Cuaternar (6 măsurători, 5,5%) și pentru grupa de vârstă Prebaikalian – Precambrian sup. (62 măsurători, 56,4%), au fost găsite concentrații similare, cu mediana de 36,6 kBq/m³, respectiv 36,9 kBq/m³.

Vârsta geologică cu cea mai ridicată concentrație medie de radon din sol a fost grupa Precambrian sup. – Paleozoic inf. cu o valoare de 56,0 kBq/m³. Aceasta este urmată de grupa Prabaikalian – Precambrian sup. cu o medie aritmetică de 40,7 kBq/m³ și de grupa Cretacic – Paleogen cu media de 39,5 kBq/m³. Concentrațiile cele mai reduse de radon au fost determinate în Cuaternar, obținându-se o medie de 33,1 kBq/m³.

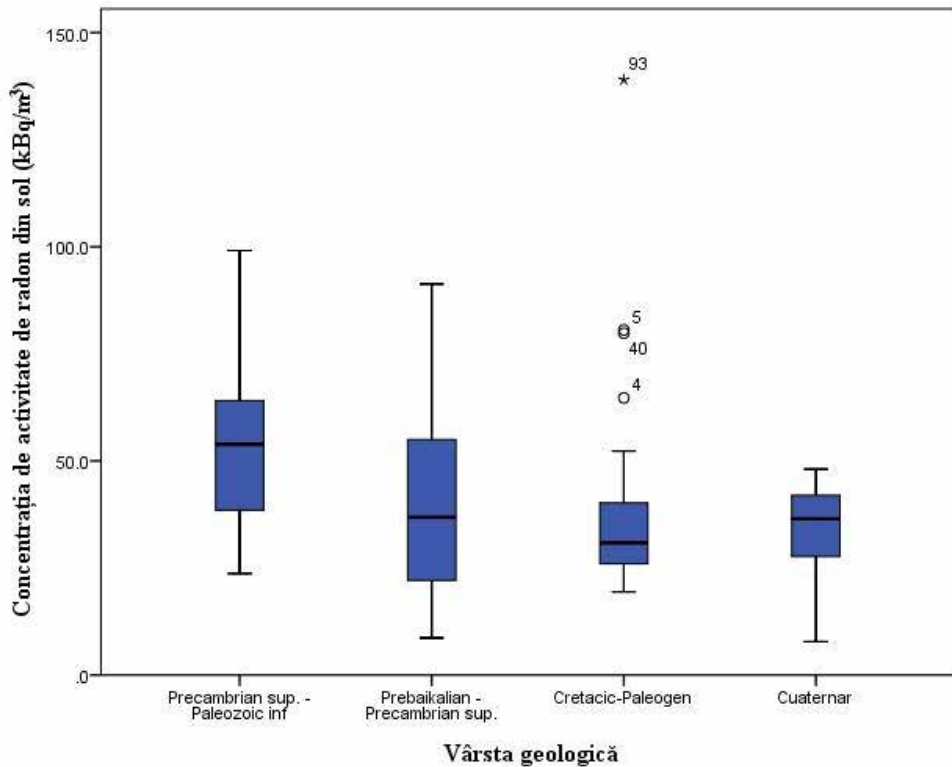


Fig. 30. Concentrația de activitate de radon în funcție de vârsta geologică

Tabel 12. Frecvența măsurărilor raportat la vârsta geologică

Vârsta geologică	Frecvența absolută	Procentaj (%)
Prebaikalian – Precambrian sup.	62	56,4
Precambrian sup. – Paleozoic inf.	9	8,2
Cretacic - Paleogen	33	30,0
Cuaternar	6	5,5

În Fig. 31 se poate observa concentrația de activitate de radon geogen în funcție de unitatea pedologică în care a fost măsurat. Cele mai mari concentrații de radon au fost determinate în solurile solurile brune luvice cu o mediană de 40,6 kBq/m³. Acestea sunt mai crescute față de mediana tuturor măsurărilor pentru concentrația de radon din sol de 36,6 kBq/m³. Mediana concentrațiilor de radon din solurile brune acide este egală cu mediana tuturor măsurărilor de radon din sol, fiind 36,6 kBq/m³.

Concentrații mai scăzute de radon au fost determinate în solurile brune eu-mezobazice, acolo unde mediana a fost de $30,4 \text{ kBq/m}^3$ și solurile aluviale (mediana = $36,5 \text{ kBq/m}^3$).

Cele mai ridicate concentrații de activitate de radon, ținând cont de media aritmetică, au fost determinate pentru soluri brune acide a fost determinată o medie a concentrației de radon de $40,2 \text{ kBq/m}^3$, iar pentru grupa solurilor brune luvice o valoare de $37,8 \text{ kBq/m}^3$. Pentru solurile aluviale media concentrației de radon a fost de $36,6 \text{ kBq/m}^3$, iar pentru grupa de soluri brune eu-mezobazice indică cele mai scăzute concentrații de radon cu o medie de $30,3 \text{ kBq/m}^3$.

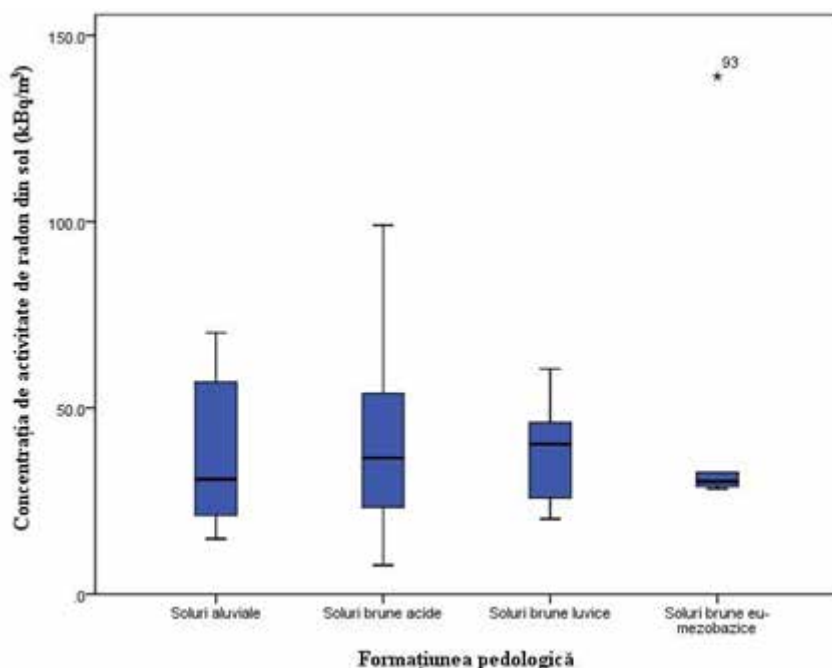


Fig. 31. Concentrația de activitate de radon din sol în funcție de tipul pedologic

Pentru a caracteriza mai bine concentrația de activitate de radon din sol în funcție de unitatea pedologică, s-a recurs la **Tabel 13** pentru a observa numărul de măsurători efectuate în fiecare formațiune. Astfel, cele mai multe măsurători au fost realizate în solurile brune acide într-un număr de 89, acestea însemnând un procent de 80,9% din totalul măsurărilor.

Tabel 13. Frecvența măsurătorilor per formațiunea pedologică

<i>Formațiunea pedologică</i>	<i>Frecvența absolută</i>	<i>Procent (%)</i>
<i>Soluri aluviale</i>	8	7,3
<i>Soluri brune acide</i>	89	80,9
<i>Soluri brune luvice</i>	7	6,4
<i>Soluri brune eu-mezobazice</i>	5	5,5

4.2.2. Statistica inferențială

În contextul statisticii inferențiale, s-a aplicat testul de corelație Spearman pentru a observa dacă există o corelație între concentrația de activitate de radon din sol și geologia, pedologia și elevația zonei de studiu. Astfel, s-a obținut între concentrația de radon și geologie un coeficient de corelație Spearman de -0,098, între concentrația de radon din sol și pedologie s-a obținut un coeficient de corelație de -0,089, Un coeficient de corelație de -0,15 s-a obținut între concentrația de radon și vârsta geologică, iar între concentrația de radon și elevația zonei de studiu a fost obținut un coeficient de 0,086. Aceste valori aproape egale cu 0 indică că nu există nicio corelație între concentrația de radon din sol și geologia, pedologia, respectiv elevația zonei de studiu.

Comparând medianele aferente eșantioanelor măsurate cu ajutorul testului neparametric Kruskal-Wallis s-a determinat că nu există nicio diferență semnificativă între categoriile variabilei independente (geologia) față de variabila dependentă concentrația de radon din sol, având o valoare $p = 0,501$. În ceea ce privește concentrația de radon din sol și vârsta geologică, testul Kruskal-Wallis a indicat o valoare $p = 0,184$, însemnând că nu există o diferență semnificativă între cele două variabile. Comparând concentrația de radon cu pedologia, s-a determinat o valoare $p = 0,596$, indicând și în acest caz că nu există o diferență semnificativă între medianele aferente eșantioanelor măsurate.

4.2.3. Analiza de trend

În **Fig. 32** se poate observa analiza de trend pentru concentrația de activitate de radon. Pe axa X este reprezentată axa Vest-Est, axa Y reprezintă axa Nord-Sud, iar pe axa Z sunt concentrațiile de activitate de radon din sol

în cele 110 locații. Se poate observa o ușoară creștere a concentrațiilor de radon din sol de la Vest la Est, cu o scădere ușoară în partea estică a zonei de studiu. Pe axa Nord-Sud, concentrațiile de radon sunt mai ridicate în partea nordică, iar în partea sudică au scăzut ușor.

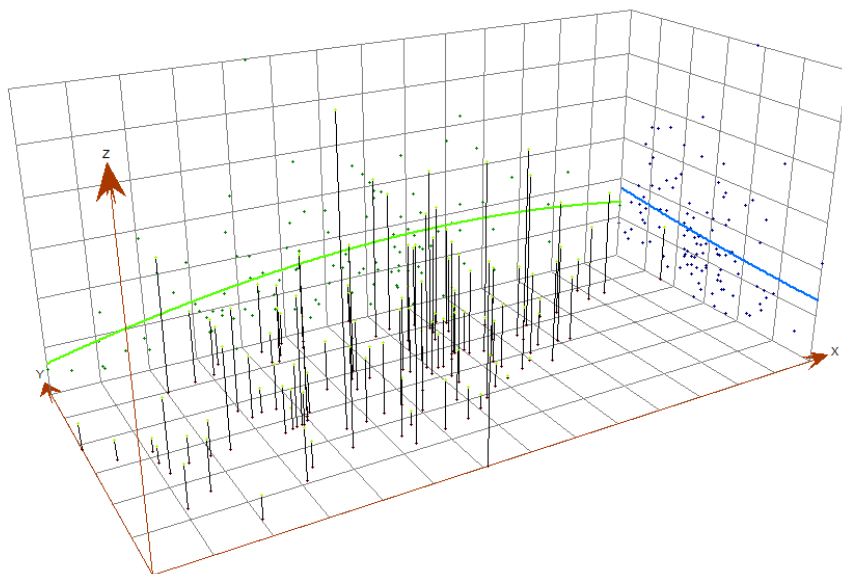


Fig. 32. Analiza de trend pentru concentrația activității de radon din sol

4.2.4. Geostatistică și hărți de interpolare

Pentru a determina cât mai fidel distribuția concentrației de activitate de radon dar și predicția în funcție de geologia, vârsta geologică, pedologia și elevația zonei de studiu s-a recurs la 4 tipuri de hărți:

A) Metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză

În Fig. 33 este prezentată distribuția celor 110 puncte de măsurare a concentrației de activitate de radon din sol. Concentrația de radon din sol a fost clasificată pe 6 clase: Concentrații foarte scăzute ($7,9 - 9,0 \text{ kBq/m}^3$), scăzute ($9,1 - 29,0 \text{ kBq/m}^3$), moderate ($29,1 - 49,0 \text{ kBq/m}^3$), ridicate ($49,1 - 69,0 \text{ kBq/m}^3$), foarte ridicate ($69,1 - 99,0 \text{ kBq/m}^3$), extrem de ridicate ($99,1 - 139,0 \text{ kBq/m}^3$). Se poate observa că densitatea punctelor de măsurare este mai ridicată în zona localităților Lunca Cernii de Jos și Lunca Cernii de Sus, dar și în vestul localității Gura Bordului. Tot aici se poate observa

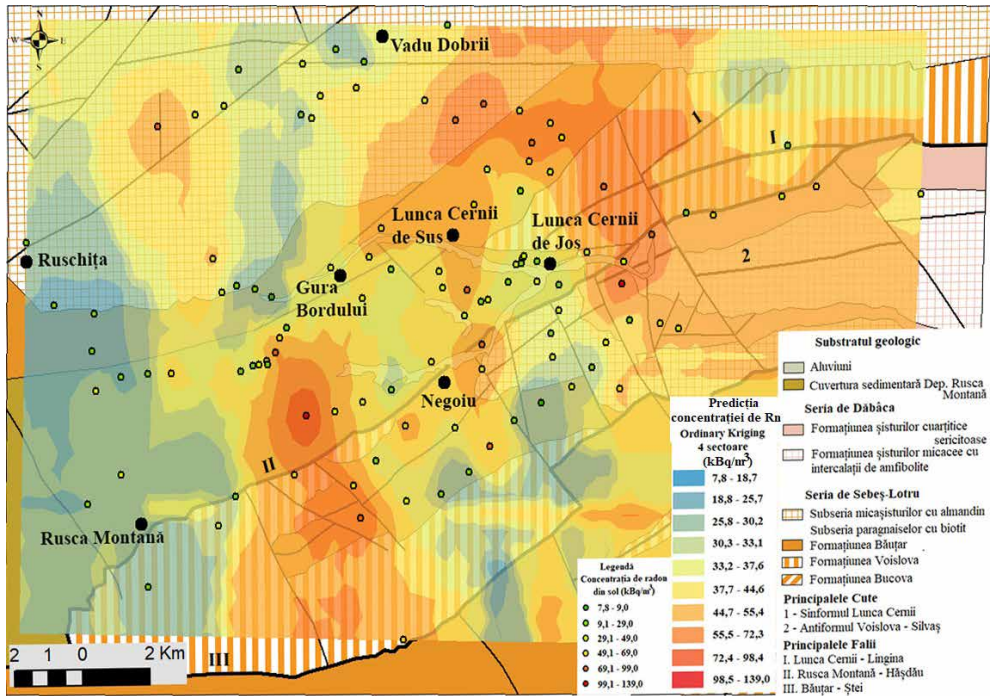


Fig. 33. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru concentrația de activitate de radon raportat la harta geologică

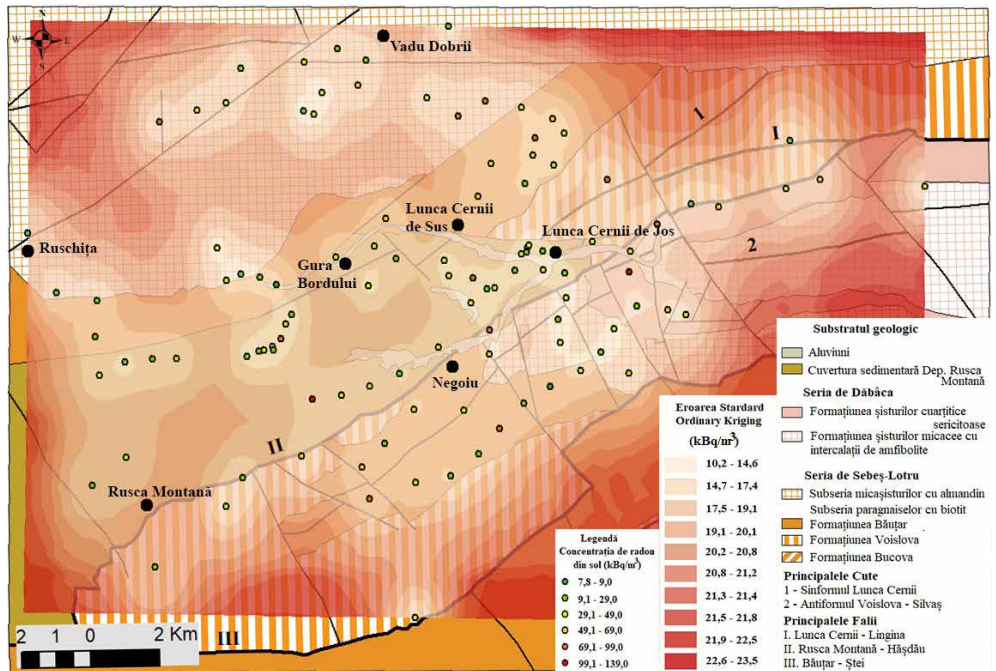


Fig. 34. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 4 sectoare cu concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică

harta pentru predicția de tip Ordinary Kriging pentru 4 sectoare (Ordinary Kriging 4 sectors) pentru căutarea punctelor vecine de pe hartă. Se poate observa o predicție a concentrațiilor mai ridicate în partea de Nord-Est a zonei de studiu pentru Formațiunea Băuțar, subseria paragnaiselor cu biotit, dar și în partea sud-estică în zona formațiunii Băuțar și a formațiunii Voislova. Un singur punct de măsurare cu concentrație mai ridicată a fost determinată în Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană.

Fiind o metodă geostatistică, a calculat și eroarea standard a hărții prezentate mai sus, harta erorilor standard fiind prezentată în **Fig. 34**. Se poate observa că unde punctele de măsurare sunt mai apropiate, eroarea standard a hărții este mai scăzută (culoare albă). Acolo unde punctele de măsurare sunt mai îndepărtate, eroarea standard crește și este indicată prin culoarea roșie.

Datele concentrației de activitate de radon din sol s-au potrivit pentru un model stabil al modelării semivariogramei prezentate în **Fig. 35**, iar validarea încrucișată a datelor este prezentată în **Fig. 36**. Instrumentul de validare încrucișată compară valorile măsurate ale concentrației de radon cu cele prezise derivate din modelul de suprafață și utilizează măsurători statistice pentru a evalua performanța modelului de suprafață. Măsurătorile statistice servesc ca linii directe pentru acuratețea modelului de suprafață și a hărții sale de predicție. Pentru această validare, formula regresiei liniare a predicției este $0,10851 \cdot X + 35,39531$, iar pentru determinarea erorilor este $-0,89149 \cdot X + 35,39531$.

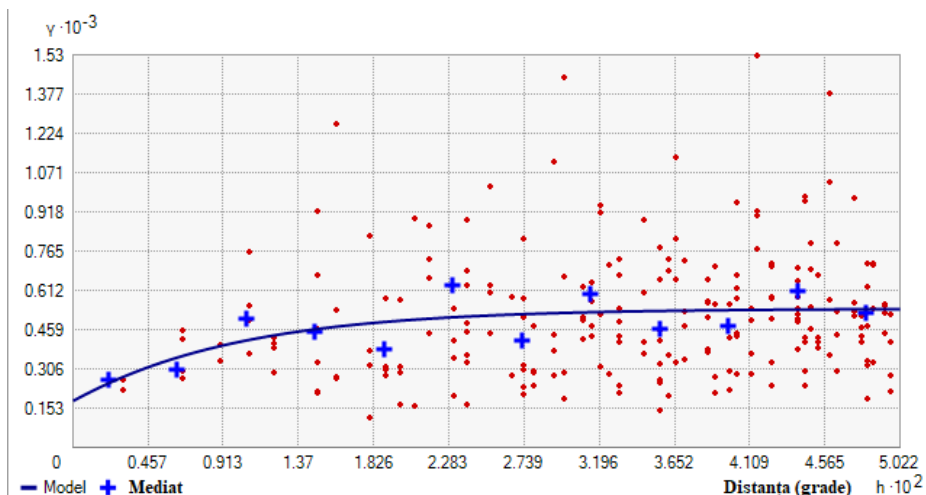


Fig. 35. Modelul de semivariogramă a datelor pentru concentrația de activitate de radon din sol

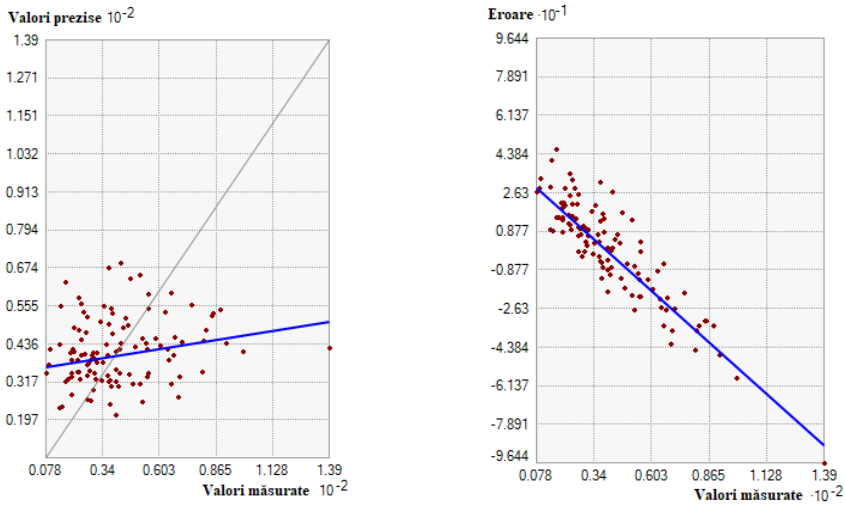


Fig. 36. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 4 sectoare

B) Metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză

Harta obținută prin metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză a vecinilor păstrează același trend al răspândirii predicției concentrațiilor de activitate de radon din sol cu cel al metodei cu 4 sectoare. Însă, în această metodă zonele de predicție sunt mai bine delimitate datorită celor 8 sectoare pentru vecinii punctelor măsurate (Fig. 37).

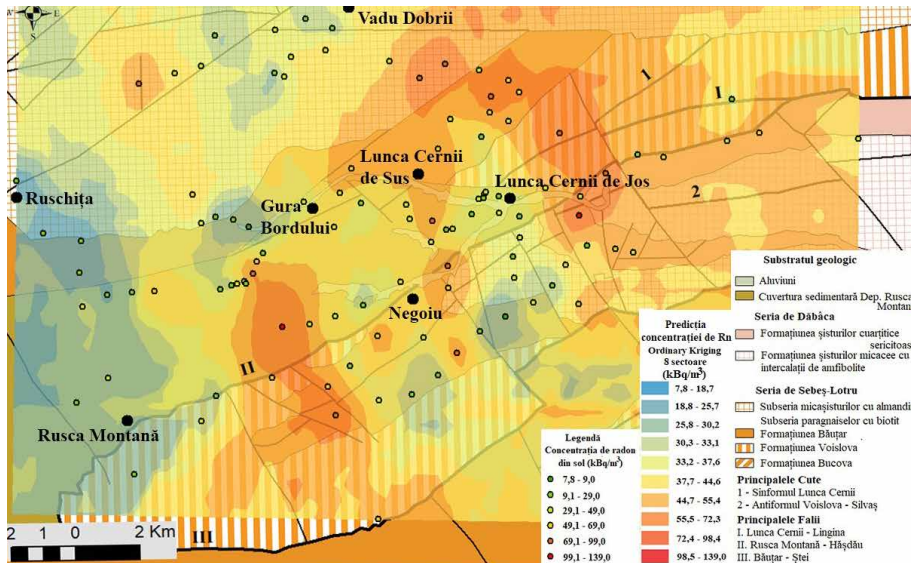


Fig. 37. Ordinary Kriging în 8 sectoare pentru concentrația de activitate de radon raportat la harta geologică

Asemenea hărți obținute prin Ordinary Kriging cu 4 sectoare și cea cu 8 sectoare de analiză a vecinilor permite vizualizarea unei hărți a erorilor standard. Aceasta se poate observa în Fig. 38.

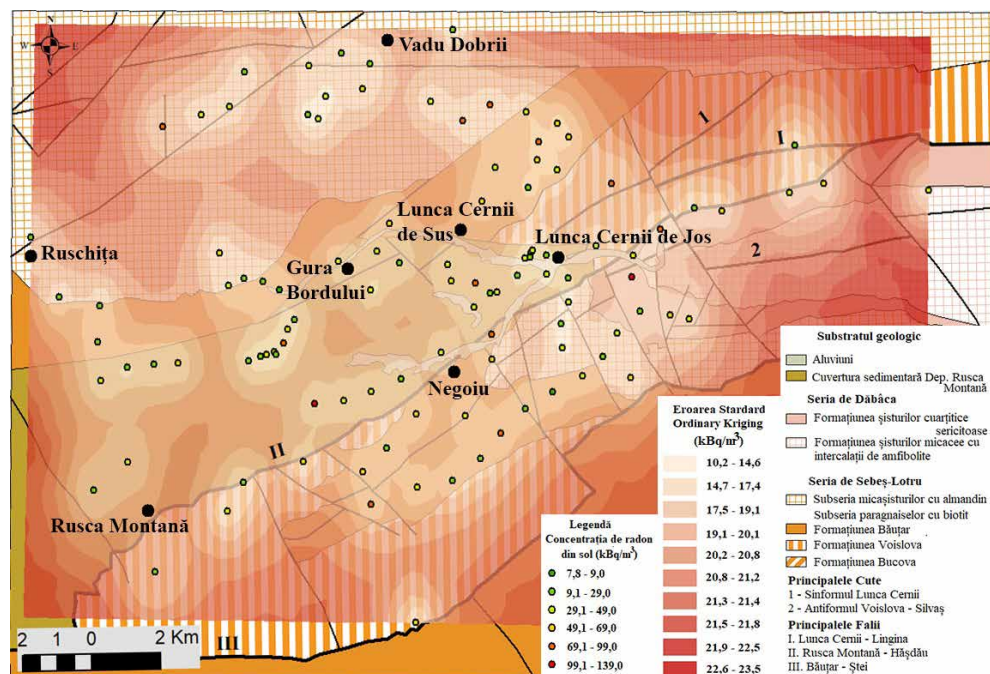


Fig. 38. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 8 sectoare cu concentrația de activitate de radon din sol

A fost ales același tip de model stabil al modelării semivariogramei pentru datele concentrației de activitate de radon din sol, astfel semivariograma este identică cu cea de la Fig. 35. În schimb, pentru validarea încrucișată Fig. 39 se schimbă formula regresiei liniare a valorilor prezise și este egală cu $0,07796 \cdot X + 36,55555$, iar pentru cea a erorilor este $-0,92204 \cdot X + 36,55548$.

C) Interpolare de tip Inverse Distance Weighting (Ponderarea inversă a distanței)

În interpolarea de tip Inverse Distance Weighting (IDW) s-a folosit un singur sector al vecinilor cu un număr maxim de 15 vecini și minim 10. În Fig. 40 se poate observa harta cu predicțiile concentrației de radon din sol. Aceasta este asemănătoare predicției de tip Ordinary Kriging cu valori ridicate în nord-estul localităților Lunca Cernii de Sus și Lunca Cernii de

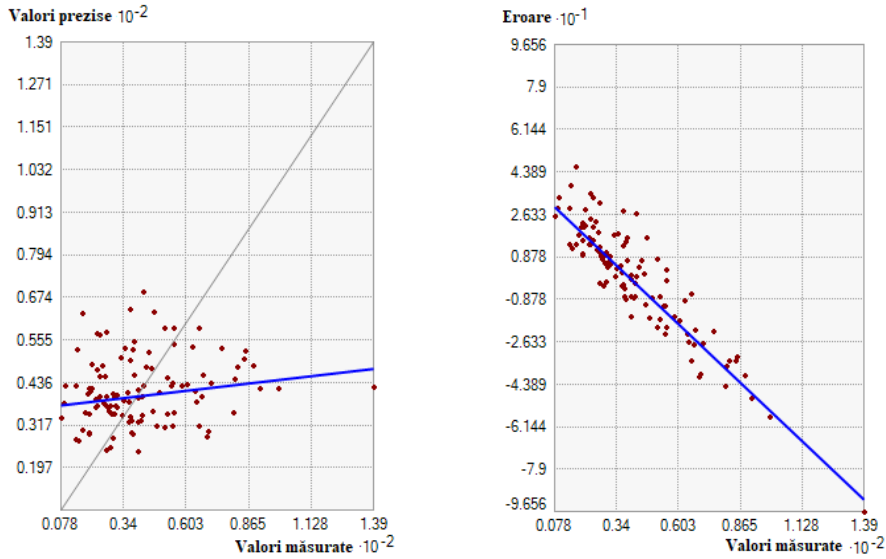


Fig. 39. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare

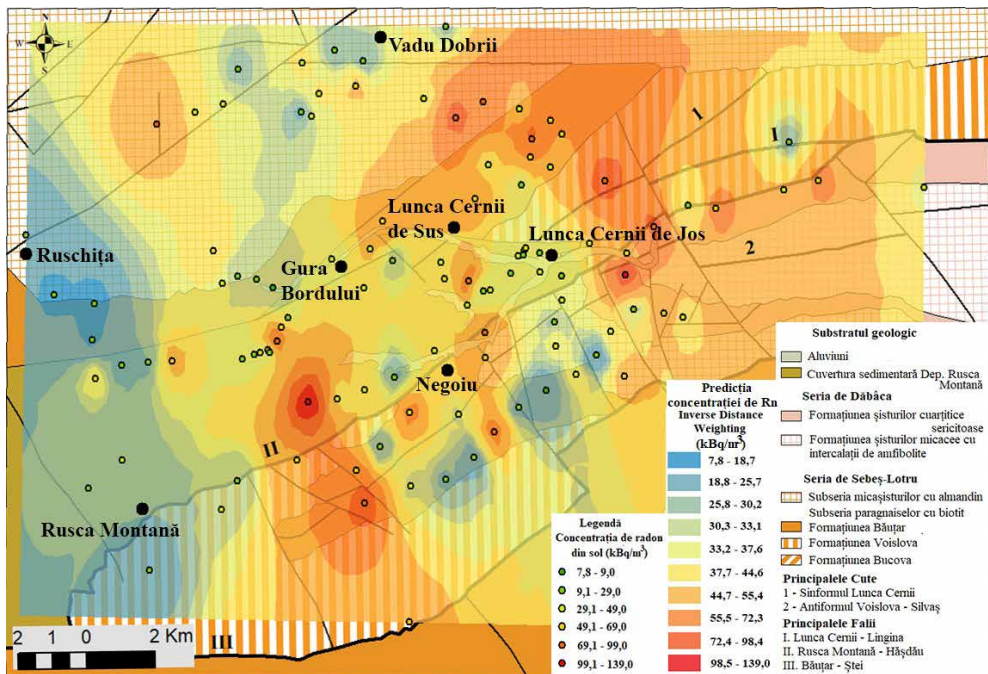


Fig. 40. Inverse Distance Weighting pentru concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică

Jos, dar și între localitatea Negoiu și Rusca Montană alungindu-se spre nord-vestul zonei de studiu (Vârful Rusca).

Validarea încrucișată a interpolării este prezentată în **Fig. 41** cu predicția și erorile regresiei liniare. Formula regresiei liniare pentru predicțiile realizate este $0,10129 \cdot X + 34,76567$, iar pentru erorile predicției este $-0,89871 \cdot X + 34,76567$.

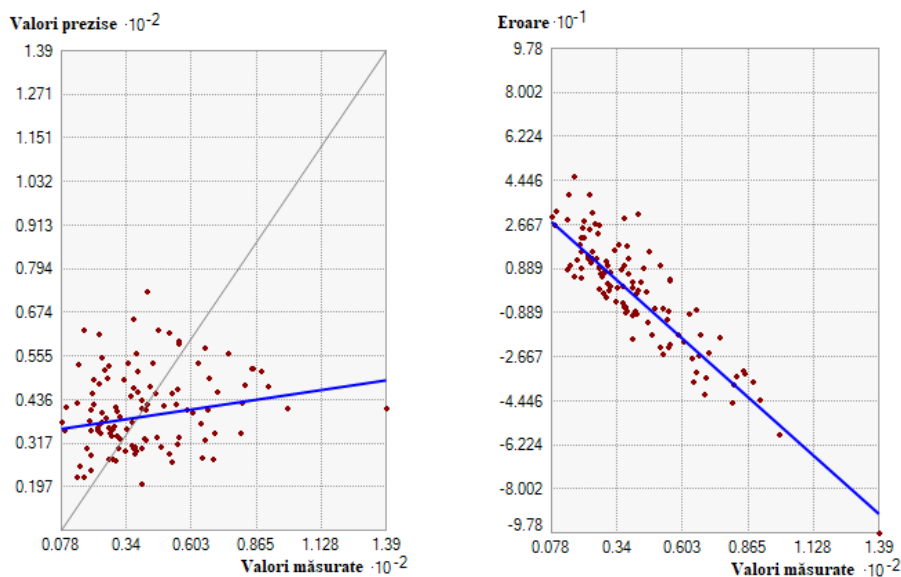


Fig. 41. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru Inverse Distance Weighting

D) Interpolare de tip Natural Neighbour

În interpolarea Natural Neighbour păstrează trendul interpolărilor concentrațiilor de radon din sol menționate mai sus: Ordinary Kriging în 4 și 8 sectoare de analiză și IDW. Așadar, concentrații de radon din sol mai ridicate sunt prezise în nord-estul localităților Lunca Cernii de Sus și Lunca Cernii de Jos și între localitățile Negoiu și Rusca Montană, continuând cu 2 locații pe axa NV către Vârful Rusca, unde sunt determinate concentrații mai ridicate. În estul localității Negoiu mai există o zonă dispusă la predicții ridicate ale concentrației de radon în sol. Interpolarea este prezentată în **Fig. 42** și este cea mai simplă interpolare a rezultatelor, neavând hartă a erorilor.

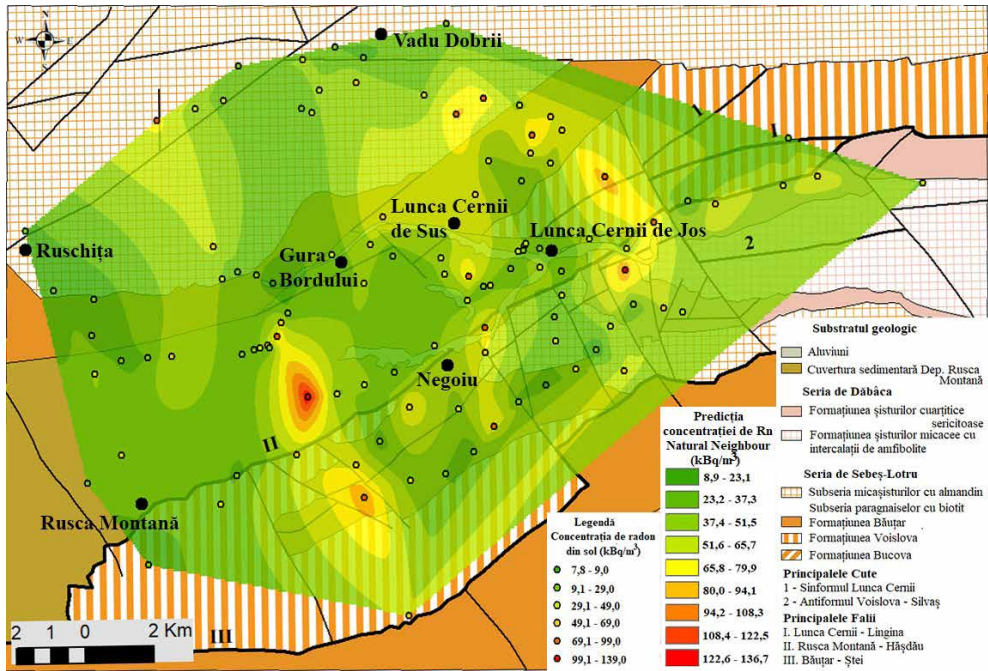


Fig. 42. Interpolarea Natural Neighbour pentru concentrația de activitate de radon din sol raportat la harta geologică

4.3. Permeabilitatea solului

4.3.1. Statistica descriptivă

Permeabilitatea solului este un factor foarte important pentru calcularea potențialului de radon geogen. Un aspect original al lucrării de față constă în măsurarea *in-situ* a permeabilității solului, cel mai adesea aceasta fiind estimată pe baza hărților de granulometrie a solurilor.

În Tabel 14 este prezentată statistica descriptivă pentru permeabilitatea solului determinată în cele 110 locații. Media aritmetică a fost de $1,0\text{E-}11 \text{ m}^2$ ($1,0 \times 10^{-11} \text{ m}^2$) cu o deviație standard de $7,9\text{E-}12 \text{ m}^2$ ($7,9 \times 10^{-12} \text{ m}^2$), fiind o permeabilitate foarte mare a solului după clasificarea făcută de Neznal et al. (2004). Valoarea minimă obținută pentru permeabilitate a fost de $2,0\text{E-}13 \text{ m}^2$, iar maximul de $2,7\text{E-}11 \text{ m}^2$. Media geometrică a permeabilității solului a fost de $6,3\text{E-}12 \text{ m}^2$, iar mediana este de $8,1\text{E-}12 \text{ m}^2$.

Tabel 14. Statistica descriptivă pentru permeabilitatea solului

Parametru	Valoare (m ²)
Minim	2,0E-13
Media aritmetică	1,0E-11
Maxim	2,7E-11
Deviația standard	7,9E-12
Media geometrică	6,3E-12
Deviația standard geometrică	3,2
Mediana	8,1E-12
Modul	2,7E-11
Varianța	621
Skewness*± eroarea standard	0,703 ± 0,230
Kurtosis**± eroarea standard	-0,638 ± 0,457

Skewness** – grad de asimetrie; *Kurtosis** – grad de boltire (claritatea vârfului unei curbe de distribuție a frecvenței)

În Fig. 43 este prezentată distribuția permeabilității solului determinată în cele 110 locații. Se poate observa o distribuție anormală și asimetrică

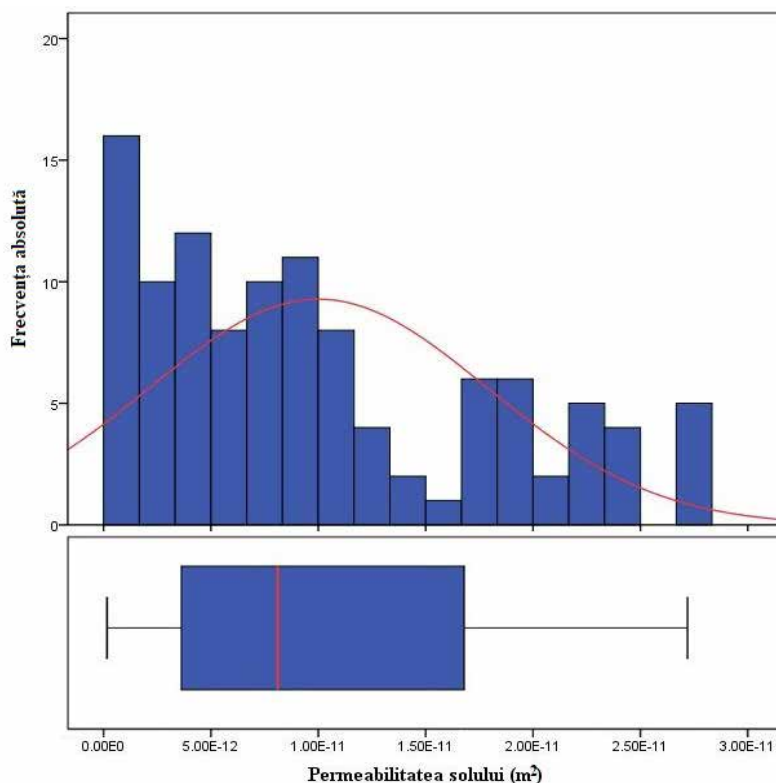


Fig. 43. Frecvența permeabilității solului în cele 110 locații

cu un grad de asimetrie de $0,704 \pm 0,230$ și un grad de boltire de $-0,637 \pm 0,457$. În graficul de tip box-plot sunt prezentate valorile permeabilității solului, cele mai multe fiind în zona mediei aritmetice de $1,0\text{E-}11 \text{ m}^2$. Linia roșie de pe grafic indică mediana tuturor valorilor permeabilității solului $8,1\text{E-}12 \text{ m}^2$.

Prin aplicarea testelor de normalitate Anderson-Darling, D'Agostino-Pearson, Shapiro-Wilk și Kolmogorov-Smirnov s-a dovedit că distribuția nu este normală și simetrică. În Fig. 44 se observă, atât pentru datele normale a permeabilității solului, cât și pentru cele logaritmice, că nu există o distribuție normală a datelor.

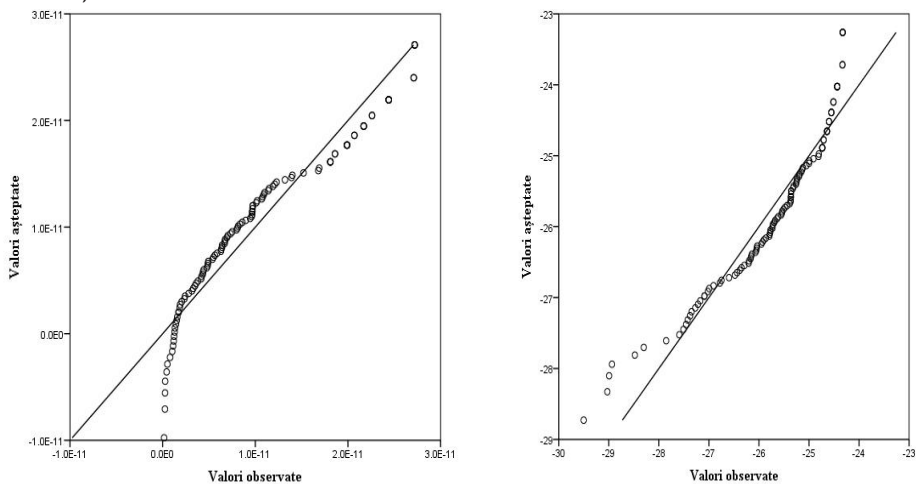


Fig. 44. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a permeabilității solului

În Fig. 45 este reprezentată permeabilitatea solului suprapusă substratelor geologice prezente în zona de studiu. Se poate observa că într-o singură formațiune geologică mediana permeabilității solului este mai crescută decât media aritmetică ($1,0\text{E-}11 \text{ m}^2$) a celor 110 locații. Această formațiune este reprezentată de Formațiunea Voislova – Subseria paragnaiselor cu biotit din Seria de Sebeș-Lotru. La polul opus, cu cea mai scăzută permeabilitate a solului este Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite din Seria de Dăbâca. În celelalte formațiuni geologice, mediana permeabilității solului se află în jurul medianei tuturor celor 110 locații $8,1\text{E-}12 \text{ m}^2$.

Analizând mediile aritmetice a permeabilității solului pentru fiecare formațiune geologică, permeabilitatea solului din Formațiunea Voislova este cea mai ridicată, având o valoare medie de $1,2\text{E-}11 \text{ m}^2$. Este urmată de formațiunea aluviunilor cu o medie de $1,1\text{E-}11 \text{ m}^2$ și de Cuvertura sedimentară Dep. Rusca Montană cu o medie de $1,0\text{E-}11 \text{ m}^2$. Permeabilități mai scăzute sunt atribuite Formațiunii Băuțar și Subseriei micașisturilor cu almandin, cu o medie aritmetică de $9,9\text{E-}12 \text{ m}^2$, dar și Formațiunii șisturilor cuarțitice sericitoase cu o medie de $7,6\text{E-}12 \text{ m}^2$, respectiv Formațiunii șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite cu o valoare de $3,5\text{E-}12 \text{ m}^2$ a permeabilității solului.

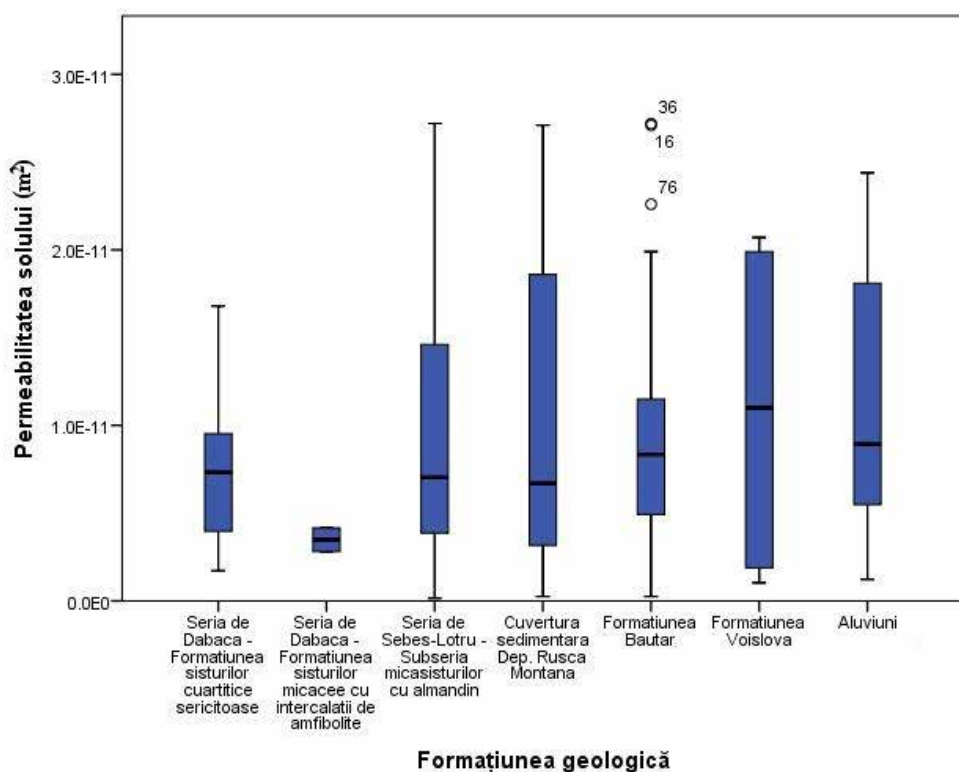


Fig. 45. Permeabilitatea solului în funcție de substratul geologic

Fig. 46 reprezintă permeabilitatea solului în funcție de vârsta geologică. Se poate observa că pentru fiecare vârstă geologică mediana permeabilității solului este mai scăzută decât media aritmetică a celor 110 locații ($1,00\text{E-}11 \text{ m}^2$). În ceea ce privesc medianele permeabilității solului pentru

fiecare grupă de vârstă în parte, acestea sunt poziționate astfel: medianele pentru permeabilitatea solului din Cuaternar ($8,9E-12 \text{ m}^2$) și Prebaikalian – Precambrian sup. ($8,7E-12 \text{ m}^2$) sunt mai ridicate față de mediana tuturor locațiilor. Medianele permeabilității solului din Cretacic-Paleogen ($6,7E-12 \text{ m}^2$) și Precambrian sup. – Paleozoic inf. ($5,9E-12 \text{ m}^2$) sunt mai scăzute față de mediana tuturor măsurătorilor.

Din perspectiva mediei aritmetice privind permeabilitatea solului, cea mai crescută valoare se regăsește în Cuaternar cu o medie de $1,1E-11 \text{ m}^2$. Aceasta este urmată de grupa de vârstă Prebaikalian – Precambrian sup. și Cretacic – Paleogen cu o medie aritmetică de $1,0E-11 \text{ m}^2$ a permeabilității solului. Cea mai scăzută permeabilitate fiind atribuită grupei Precambrian sup. – Paleozoic inf. cu o valoare de $6,6E-12 \text{ m}^2$.

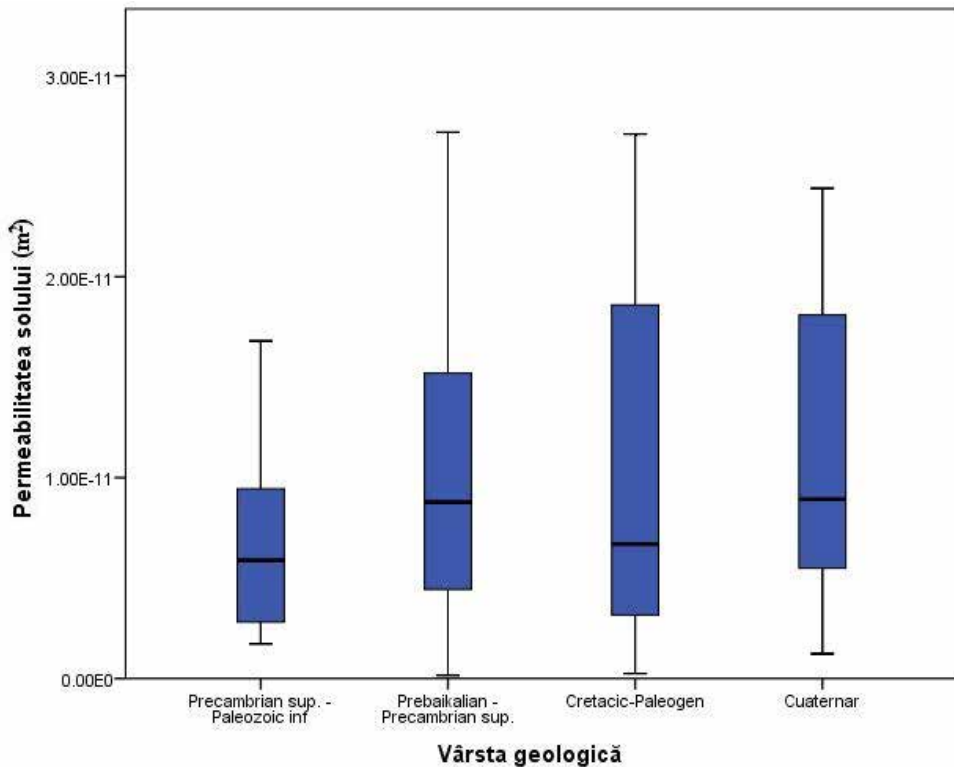


Fig. 46. Permeabilitatea solului în funcție de vârsta geologică

În Fig. 47 se poate observa permeabilitatea solului pentru fiecare tip pedologic în parte. Cele mai ridicate permeabilități ale solului sunt în solu-

rile brune eu-mezobazice, având mediana în jurul valorii mediei aritmetice de $1,00\text{E-}11 \text{ m}^2$. Pentru solurile brune acide, mediana măsurătorilor de permeabilitate este de $7,9\text{E-}12 \text{ m}^2$, iar pentru solurile brune luvice mediana este cea mai scăzută, având o valoare de $5,5\text{E-}12 \text{ m}^2$.

Cea mai ridicată permeabilitate din perspectiva mediei aritmetice este regăsită pentru grupa solurilor brune eu-mezobazice cu o valoare de $1,1\text{E-}11 \text{ m}^2$. Aceasta este urmată de grupele de soluri aluviale și brune acide cu o medie de $1,0\text{E-}11 \text{ m}^2$. Cea mai scăzută permeabilitate a solului este atribuită grupei de soluri brune luvice cu media aritmetică de $6,6\text{E-}12 \text{ m}^2$.

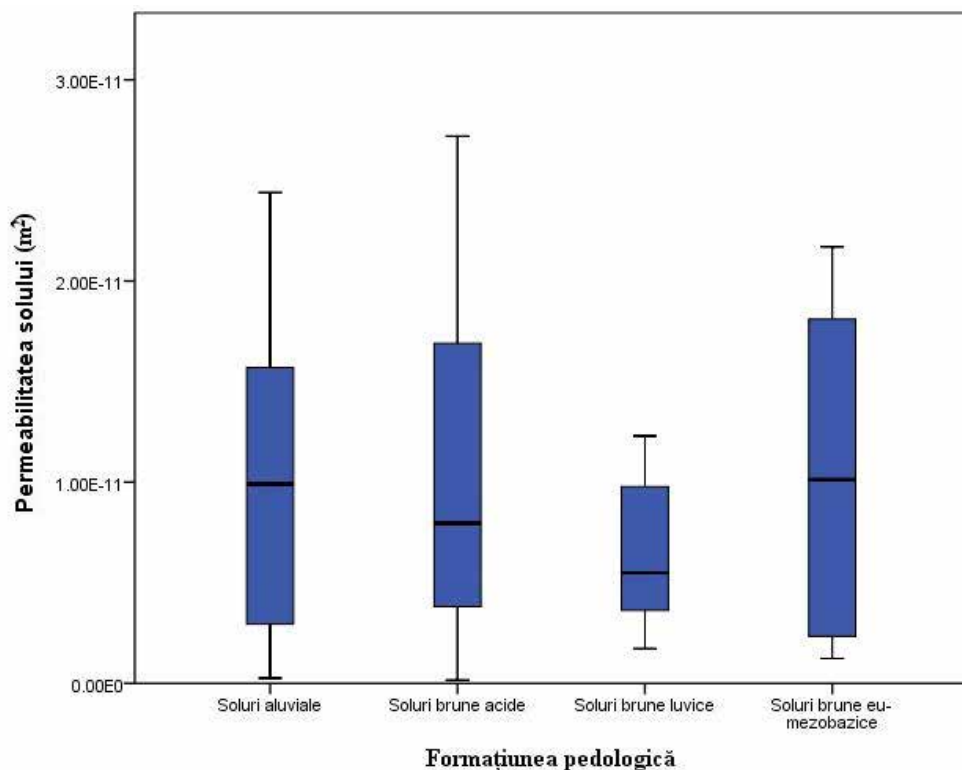


Fig. 47. Permeabilitatea solului în funcție de tipul pedologic

4.3.3. Statistica inferențială

Aplicând testul de corelație Spearman, s-a obținut un coeficient de corelație între permeabilitatea solului și geologie de 0,102. Coeficientul de corelație între permeabilitatea solului și pedologia zonei de studiu a fost de -0,034. Un

coeficient de corelație de -0,089 s-a obținut între permeabilitatea solului și elevație, Acești coeficienți de corelați nu indică existența unei corelații între permeabilitatea solului și geologie, pedologie și elevația zonei de studiu.

Comparând medianele aferente eșantioanelor măsurate cu ajutorul testului neparametric Kruskal-Wallis s-a determinat că nu există nicio diferență semnificativă între permeabilitatea solului și geologia ($p = 0,866$), vârsta geologică ($p = 0,665$), respectiv pedologia zonei de studiu ($p = 0,884$).

4.3.2. Analiza de trend

În Fig. 48 se observă variația permeabilității solului. Analiza de trend indică o variație ușor descrescătoare pe axa Vest-Est (axa X), iar pe axa Nord-Sud o variație crescătoare. Astfel, cele mai ridicate valori pentru permeabilitatea solului sunt în vestul, respectiv în sudul ariei de studiu.

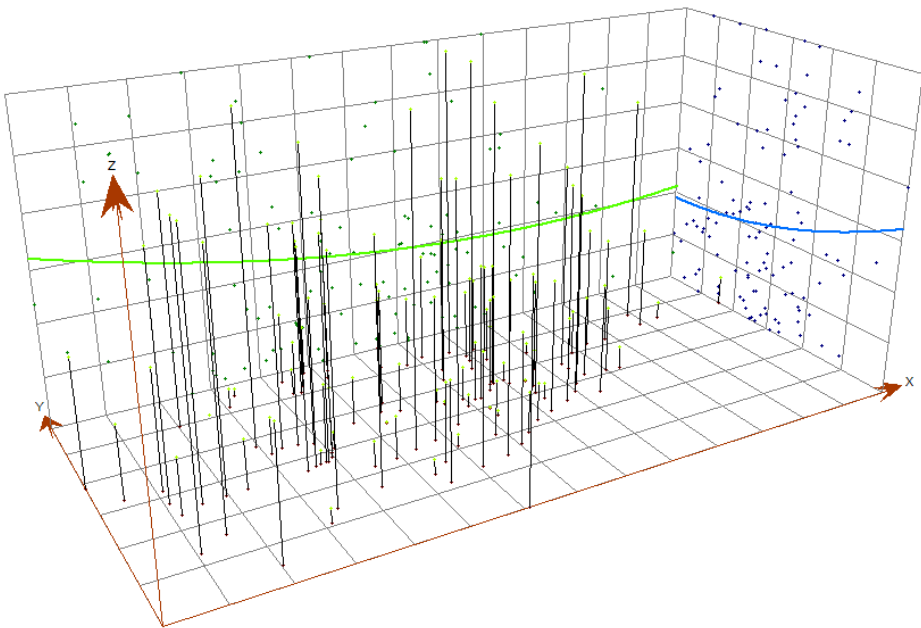


Fig. 48. Analiza de trend pentru permeabilitatea solului

4.3.4. Geostatistică și hărți de interpolare

Deoarece permeabilitatea are un rol foarte important în determinarea potențialului de radon geogen s-a decis și realizarea hărților de permea-

bilitate a solului pentru zona de studiu. Pentru a determina cât mai fidel distribuția permeabilității solului în funcție de geologia, vârsta geologică, pedologia și elevația zonei de studiu s-a recurs la 4 tipuri de hărți:

A) Metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză

În Fig. 49 se poate observa harta cu predicțiile permeabilității solului folosind metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză. Tot aici se pot observa punctele unde a fost măsurată permeabilitatea solului: cu verde acolo unde permeabilitatea este mai mică de $4,0 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$, cu galben unde permeabilitatea a fost cuprinsă între $4,0 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$ și $4,0 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$, iar cu roșu acolo unde permeabilitatea este mai mare de $4,0 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$. Pentru a putea realiza hărțile în programul ArcGis, permeabilitatea solului fiind un număr de ordin foarte mic (10^{-13}), s-au înmulțit valorile permeabilității cu 10^{13} , obținându-se astfel niște valori cu care programul a realizat hărțile de predicție pentru permeabilitatea solului. Aceste modificări ale permeabilității solului se regăsesc și pe legendele hărților pentru o mai bună înțelegere a acestora.

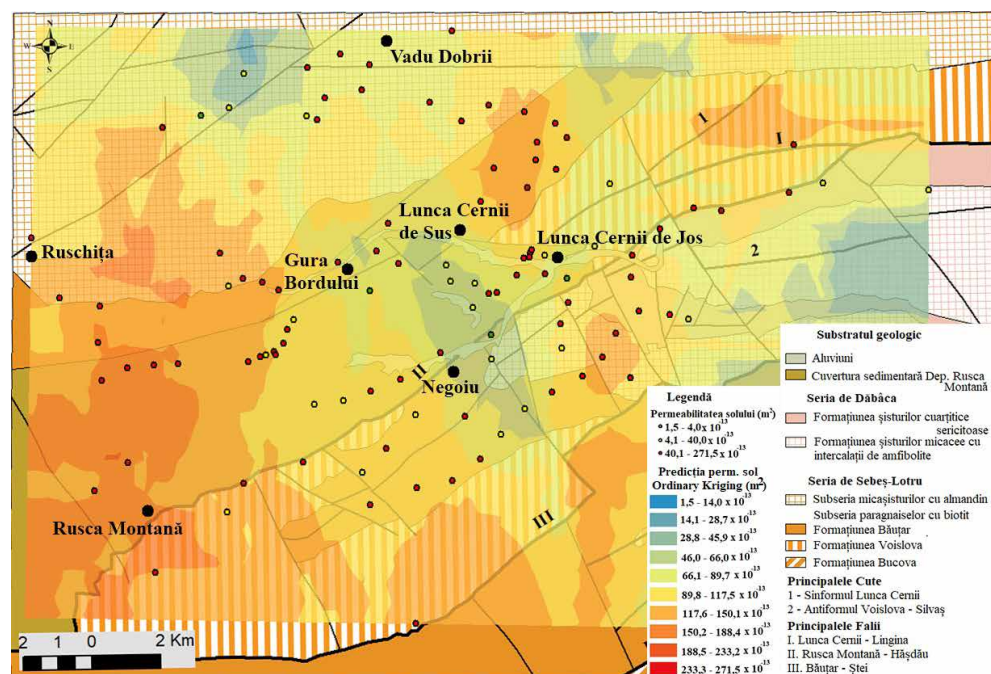


Fig. 49. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică

A fost determinată o permeabilitate mare în cea mai mare parte a zonei de studiu. Permeabilitatea solului mai scăzută a fost determinată în zona nord-estică a localității Negoiu, respectiv la sud de Lunca Cernii de Sus.

În Fig. 50 sunt prezentate erorile standard pentru predicția metodei Ordinary Kriging pentru cele 4 sectoare de analiză a vecinilor. Vecinii au fost selectați după modelul standard, cu un maxim de 5 și un minim de 2 vecini. Se observă că unde punctele sunt mai apropiate, eroarea standard a predicției este mai mică, comparativ cu zonele unde punctele de măsurare sunt la o distanță mai mare, unde eroarea crește.

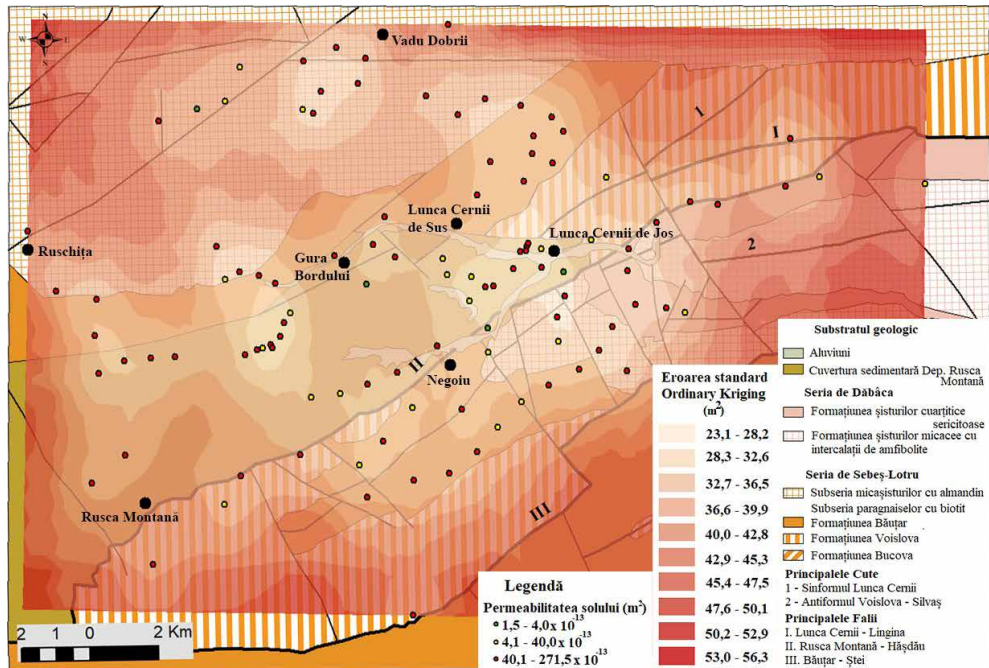


Fig. 50. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 4 sectoare cu permeabilitatea solului raportat la harta geologică

Datele pentru permeabilitatea solului s-au potrivit pentru un model stabil obținut pentru semivariograma prezentată în Fig. 51, iar validarea încrucișată a datelor este prezentată în Fig. 52. Ecuația regresiei liniare pentru a determina predicția este $0,00820 \cdot X + 94,35896$, iar pentru eroarea predicției este $-0,99180 \cdot X + 94,35896$.

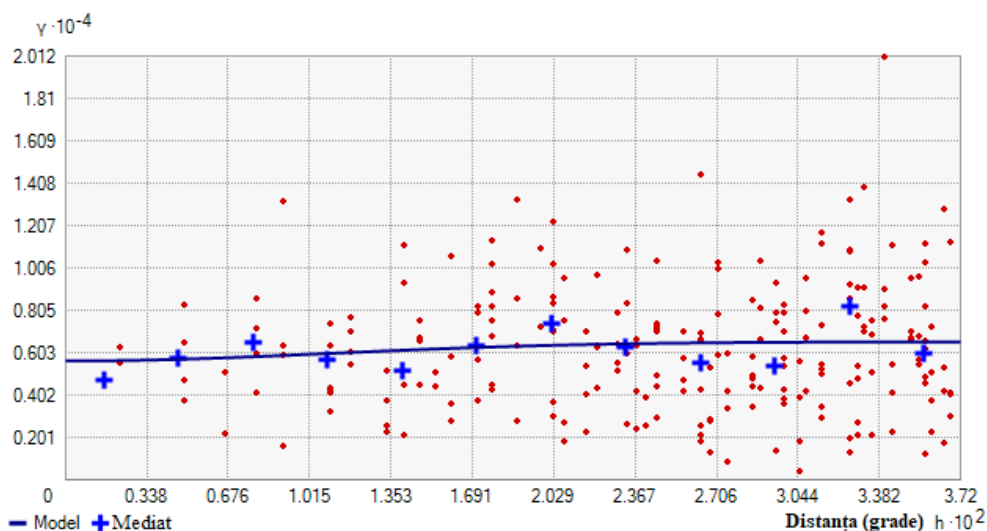


Fig. 51. Modelul de semivariogramă a datelor pentru permeabilitatea solului

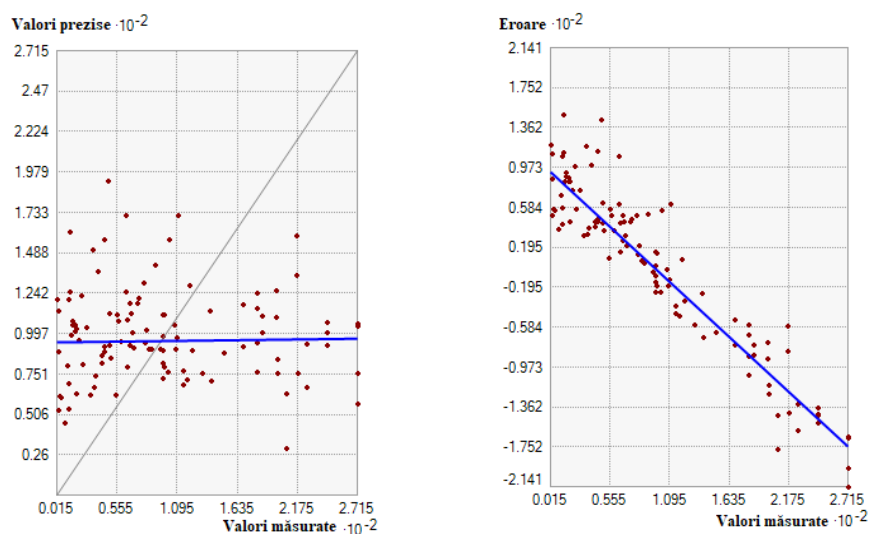


Fig. 52. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging în 4 sectoare

B) Metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză

Prin această metodă cu 8 sectoare de analiză a vecinilor, permeabilitatea solului este mult mai bine definită și este ridicată în zona vestică și de nord, dar și în partea sud-estică a zonei de studiu. Trendul permeabilității solului este asemănător cu cel al metodei Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză.

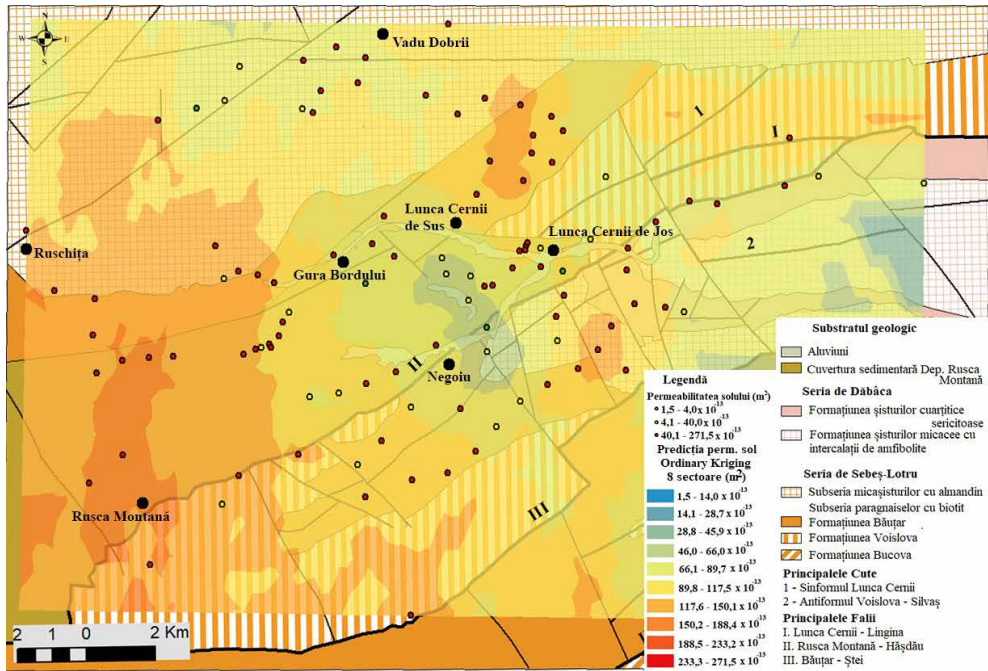


Fig. 53. Ordinary Kriging în 8 sectoare pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică

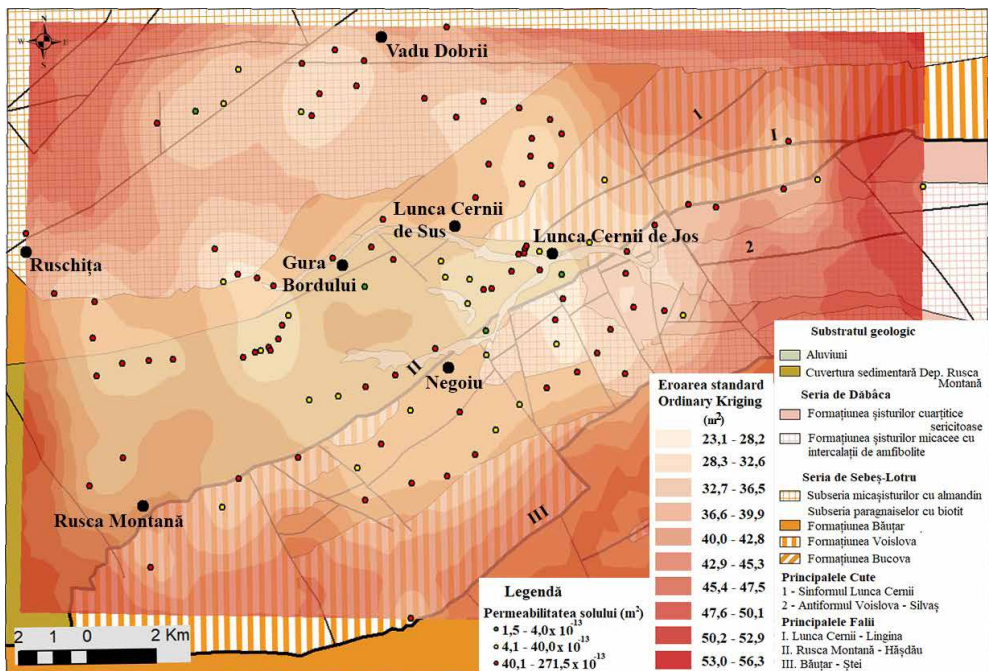


Fig. 54. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging în 8 sectoare cu permeabilitatea solului raportat la harta geologică

În Fig. 54 se regăsește harta cu erorile standard a predicției Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză.

Modelul de semivariogramă este identic cu cel de la metoda Ordinary Kriging în 4 sectoare de analiză, prezentată în Fig. 51. Pentru validarea încrucișată Fig. 55 au fost obținute următoarele formule ale regresiei liniare pentru datele prezise: $0,037019 \cdot X + 94,12705$, iar pentru erorile predicției este ecuația $-0,96298 \cdot X + 94,12705$.

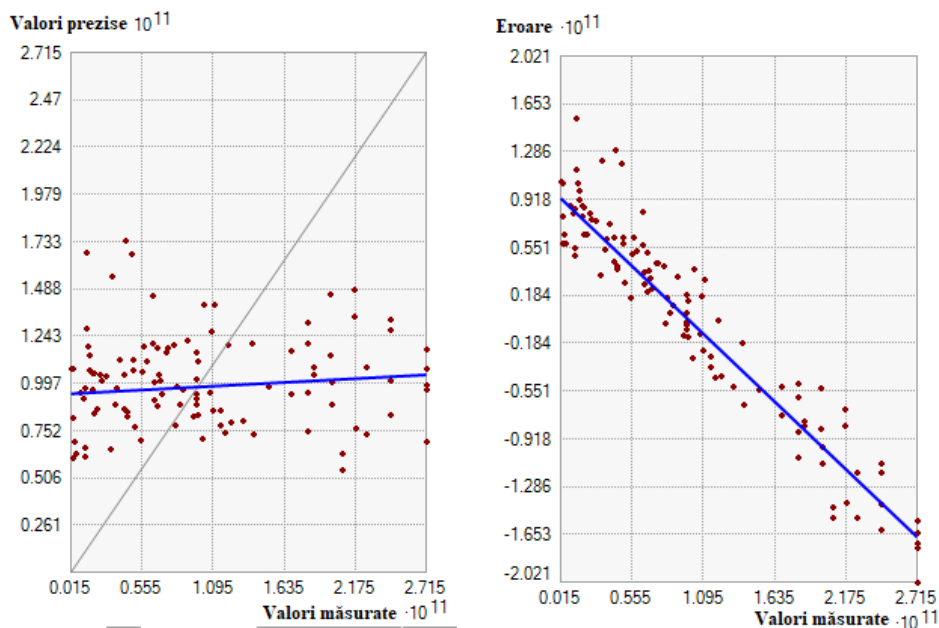


Fig. 55. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare

C) Interpolare de tip Inverse Distance Weighting

Interpolarea de tip IDW pentru permeabilitatea solului este prezentată în Fig. 56. Pentru realizarea interpolării s-a optat pentru un singur sector de alegere a vecinilor, cu un maxim de 15 și un minim de 10 vecini. Se poate observa că și această hartă de predicție își menține trendul permeabilităților ridicate în zona de vest, nord-est și la sud-estul zonei de studiu.

În Fig. 57 sunt prezentate datele pentru validarea încrucișată a permeabilității solului. Pentru această metodă de interpolare, ecuația regresiei de predicție este $0,03162 \cdot X + 95,43437$, iar ecuația pentru determinarea erorilor este $-0,96838 \cdot X + 95,43437$.

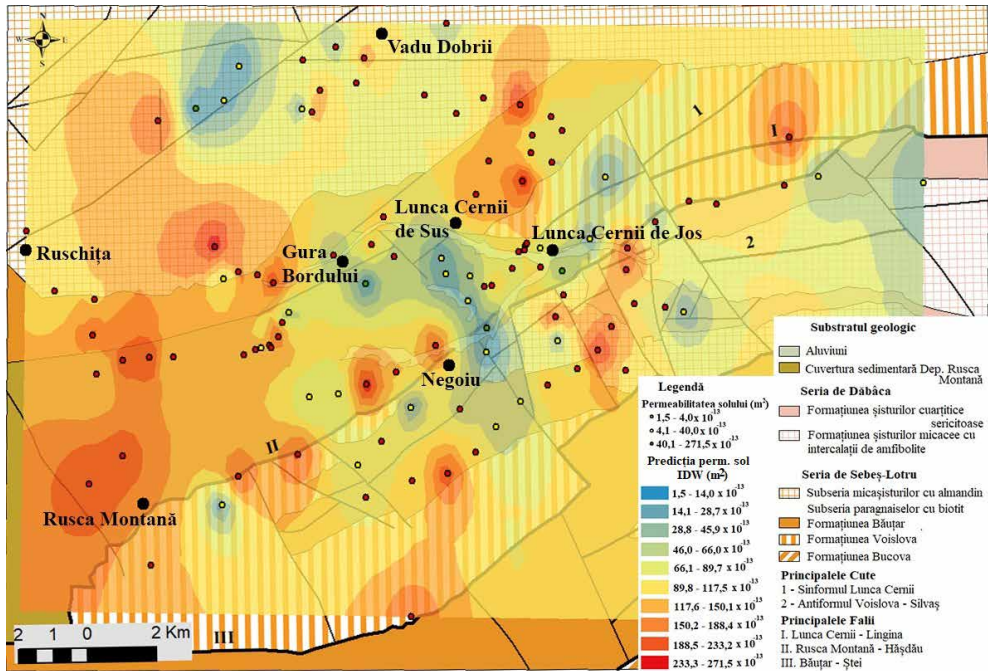


Fig. 56. Interpolarea Inverse Distance Weighting pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică

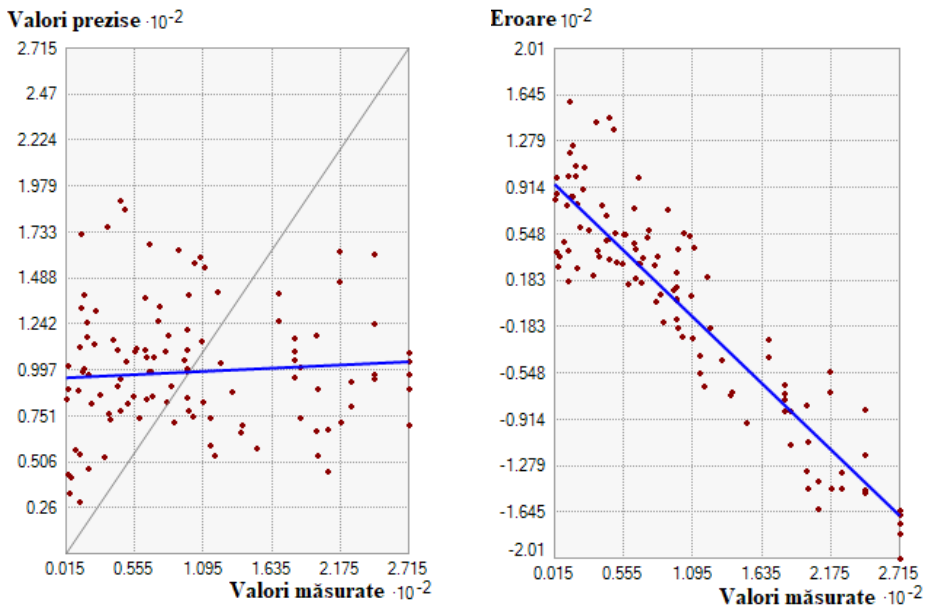


Fig. 57. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru permeabilitatea solului prin metoda IDW

D) Interpolare de tip Natural Neighbour

Interpolarea de tip Natural Neighbour este prezentată în **Fig. 58**. Aceasta păstrează trendul pentru permeabilitatea solului prezentat în metodele de mai sus Ordinary Kriging cu 4 și 8 sectoare de analiză și IDW. Astfel, și în cazul interpolării de tip Natural Neighbour, permeabilitatea solului este crescută în zona de vest, nord-est și sud-est a zonei de studiu, dar și în nord-vestul localității Negoiu.

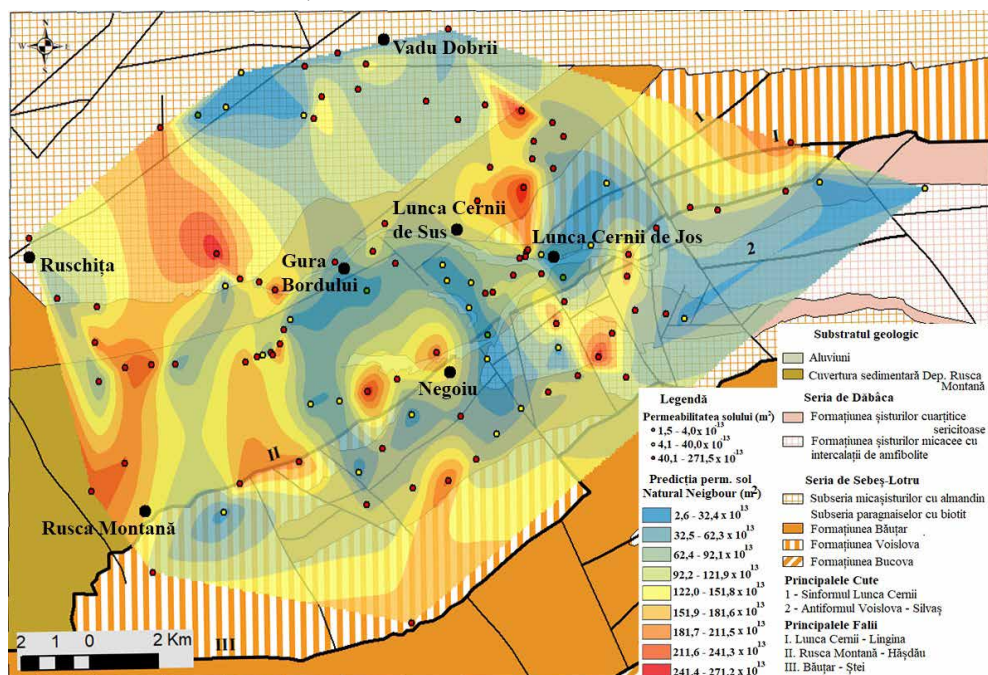


Fig. 58. Interpolarea Natural Neighbour pentru permeabilitatea solului raportat la harta geologică

4.4. Potențialul de radon geogen

4.4.1. Statistica descriptivă

Potențialul de radon geogen este calculat cu ajutorul concentrației de activitate de radon și a permeabilității solului. În **Tabel 15** se poate observa media aritmetică cu o valoare de 37 pentru potențialul de radon geogen în cele 110 locații, cu o deviație standard de 23,7. Minimul pentru potențialul

de radon geogen a fost de 8, iar maximul a fost de 127. Media geometrică și mediana au valori foarte apropiate de 31,2, respectiv 31,5. Deviația standard geometrică a fost de 1,8, modulul de 16, iar varianța de 562.

Tabel 15. Statistica descriptivă pentru potențialul de radon geogen

<i>Parametru</i>	<i>GRP</i>
<i>Minim</i>	8
<i>Media aritmetică</i>	37
<i>Maxim</i>	127
<i>Deviația standard</i>	23,7
<i>Media geometrică</i>	31,2
<i>Deviația standard geometrică</i>	1,8
<i>Mediana</i>	31,5
<i>Modul</i>	16
<i>Varianța</i>	562
<i>Skewness* ± eroarea standard</i>	1,441 ± 0,230
<i>Kurtosis** ± eroarea standard</i>	2,362 ± 0,457

Skewness** – grad de asimetrie; *Kurtosis** – grad de boltire (claritatea vârfului unei curbe de distribuție a frecvenței)

În **Fig. 59** este prezentată distribuția potențialului de radon geogen pentru cele 110 locații. Se poate observa că nu este simetrică și normală, majoritatea potențialelor de radon geogen aflându-se în jurul valorii de 25. În plus, gradul de asimetrie de $1,441 \pm 0,230$, respectiv gradul de boltire de $2,362 \pm 0,457$ ne indică că distribuția nu este una normală.

În graficul de tip box-plot este reprezentat potențialul de radon geogen. Acesta indică faptul că valorile pentru potențialul de radon geogen variază în mare parte de la 24 la 50, cu mediana la 31,5 (linia roșie). Valorile prezentate cu cerculețe (locațiile cu codul 5, 49, 61, 99) sunt considerate valori excesive de către program.

Aplicând testele statistice Anderson-Darling, D'Agostino-Pearson, Shapiro-Wilk și Kolmogorov-Smirnov pentru a determina dacă datele sunt distribuite normal s-a constatat că pentru datele normale ale potențialului de radon geogen toate testele de normalitate au indicat o distribuție anormală și asimetrică, iar pentru datele logaritmuate valorile obținute pentru p indică că datele sunt distribuite normal (**Fig. 60**).

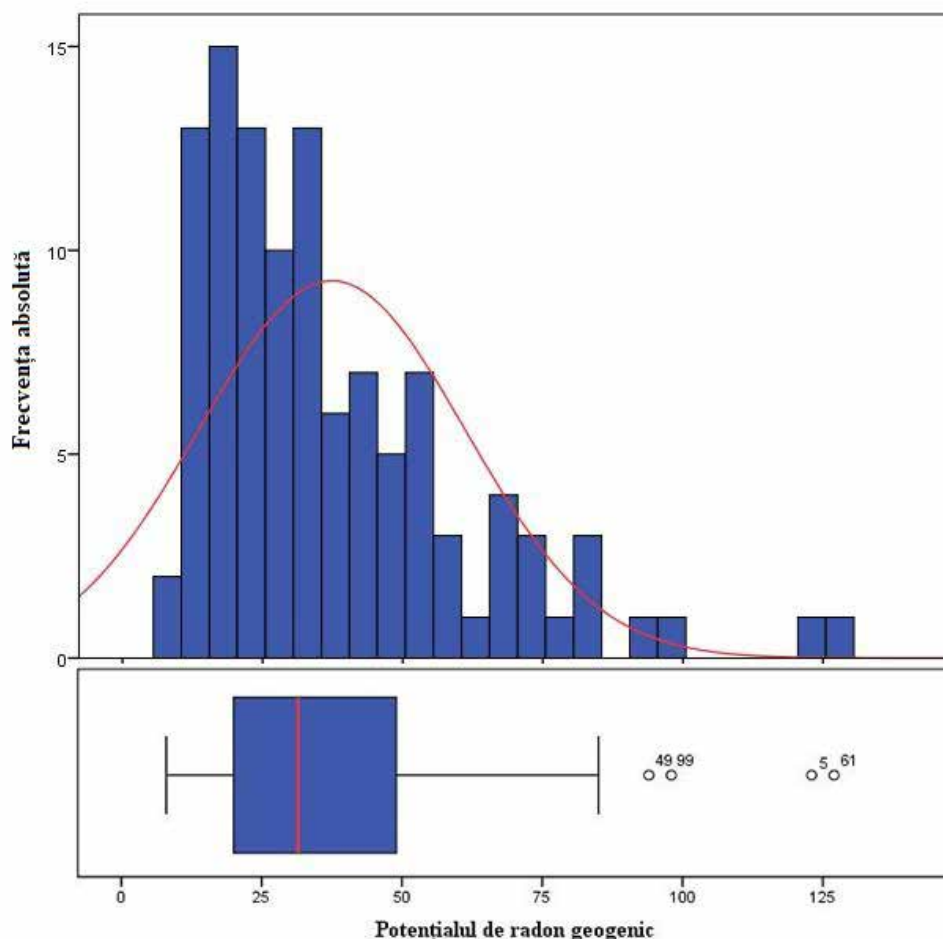


Fig. 59. Frecvența potențialului de radon geogen în cele 110 locații

În Fig. 61 este prezentat potențialul de radon geogen pentru fiecare formațiune geologică în parte. Se poate observa că valoarea cea mai crescută pentru potențialul de radon geogen este în Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase din Seria de Dăbâca având o mediană de 43,3. Această formațiune este urmată de cea a șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite (Seria de Dăbâca) cu o mediană de 41,2. Subseria micașisturilor cu almandin din Seria de Sebeș-Lotru și Cuvertura sedimentară depresiunea Rusca Montană au potențiale de radon geogen asemănătoare cu mediana de 29,2, respectiv 30,4. Cele mai mici valori ale potențialului de radon

4. Rezultate și discuții

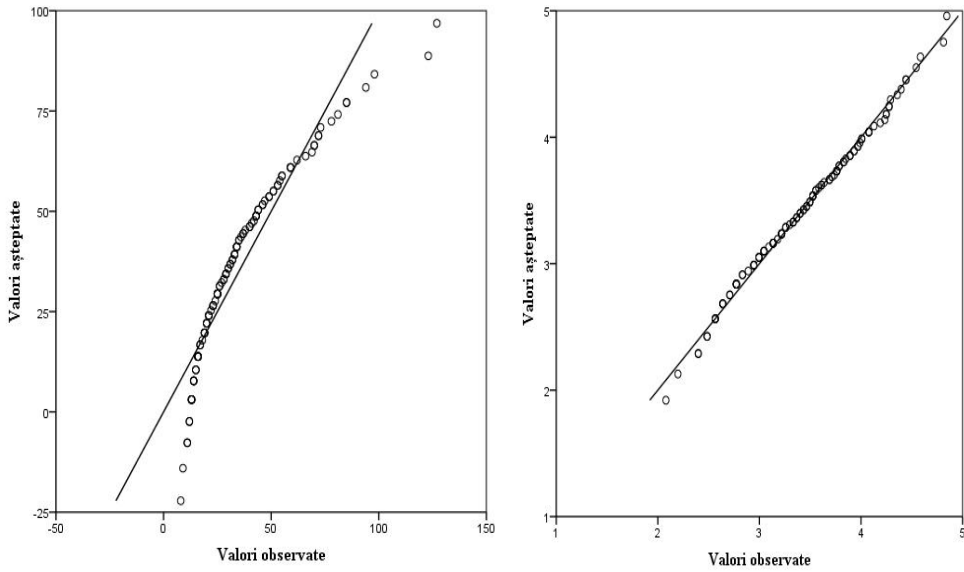


Fig. 60. Distribuția normală (stânga) și lognormală (dreapta) a potențialului de radon geogen

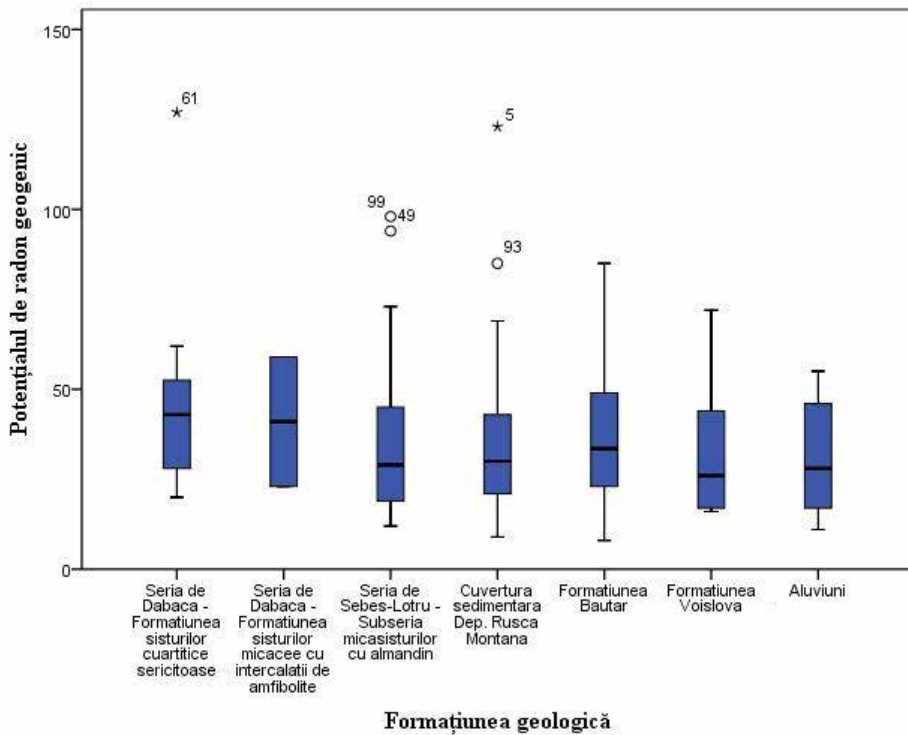


Fig. 61. Potențialul de radon geogen în funcție de formațiunea geologică

geogen au fost găsite pentru Formațiunea Voislova cu o mediană de 25,8, fiind urmată de aluviuni cu o mediană de 28,3.

Cele mai mari valori pentru potențialul de radon geogen, ținând cont de media aritmetică sunt pentru Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase, este de 50,1, iar pentru Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite este de 41. Acestea sunt urmate de Formațiunea Băuțar (Subseria paragnaiselor cu biotit) cu media aritmetică de 38,4 a potențialului de radon, Subseria micașisturilor cu almandin din Seria de Sebeș-Lotru și Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană cu o medie aritmetică de 36,2. Media aritmetică a potențialului de radon geogen pentru Formațiunea Voislova (Subseria paragnaiselor cu biotit) este de 35,9. Toate acestea depășesc pragul superior pentru riscul la radon de 35 stabilit de Neznal et al. (2004).

Formațiunea aluviunilor prezintă un risc mediu de radon, media aritmetică a potențialului de radon geogen fiind de 30,8.

În **Fig. 62** este reprezentat potențialul de radon geogen în funcție de vârsta substratului geologic. Se poate observa că potențialul de radon geogen (mediana de 43,2) din Precambrian sup. – Paleozoic inf. și din Prebaikalian – Precambrian sup. (mediana = 32,9) este mai crescut față de mediana celor 110 măsurători, mediană cu valoarea de 32,0. Cele mai scăzute valori pentru potențialul de radon geogen sunt determinate în Cuaternar și Cretacic-Paleogen cu mediana de 28,2, respectiv 30,0. Pentru vârsta geologică Prebaikalian – Precambrian sup., mediana potențialului de radon geogen a fost de 32,9.

Analizând mediile aritmetice pentru fiecare vârstă geologică, grupa de vârstă Precambrian sup. – Paleozoic inf. cu o medie de 48,1 a potențialului de radon geogen indică cea mai ridicată valoare. Este urmată de către grupa Prebaikalian – Precambrian sup. cu o medie aritmetică de 37,1 și de Cretacic – Paleogen cu o medie de 36,2. Toate acestea se încadrează într-un risc ridicat a potențialului de radon geogen. Cea mai scăzută valoare a mediei aritmetice este de 30,8 pentru Cuaternar, indicând un risc mediu a potențialului de radon geogen.

Fig. 63 arată potențialul de radon geogen pentru fiecare tip pedologic în parte. Cele mai ridicate potențiale de radon se regăsesc în solurile brune eu-mezobazice cu mediana de 35,1. Aproape de mediana tuturor celor

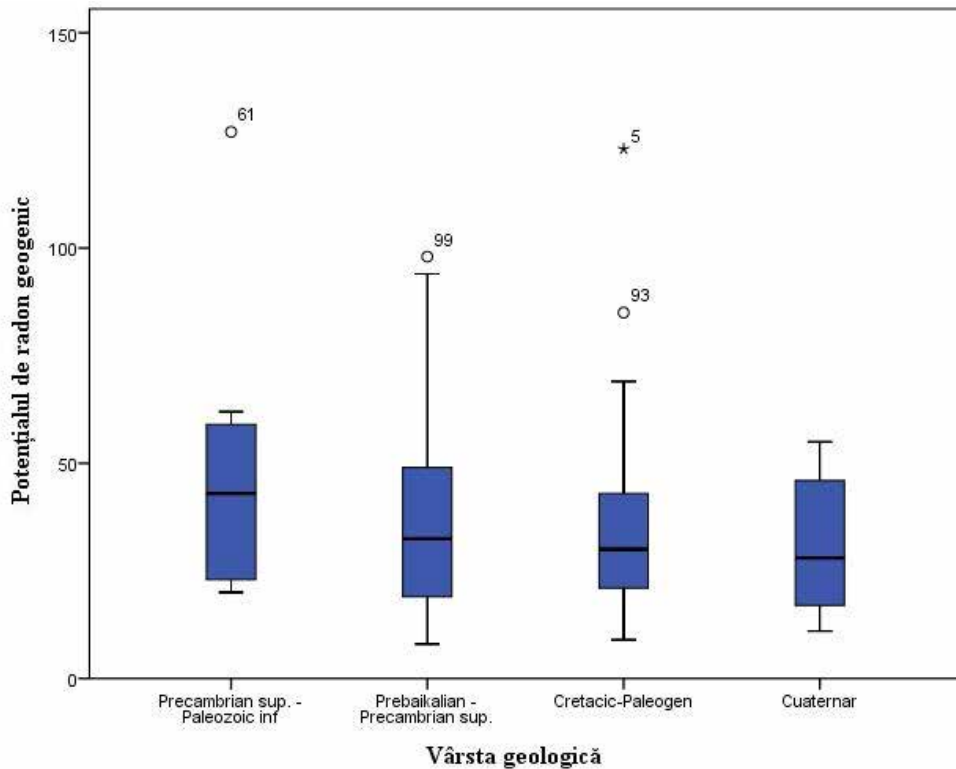


Fig. 62. Potențialul de radon geogen în funcție de vârsta geologică

110 locații, se regăsește mediana pentru potențialul de radon geogen din formațiunea solurilor brune acide cu o valoare de 31,1 și solurile aluviale cu valoarea de 32,2. Valori mai scăzute ale potențialului de radon au fost găsite pentru solurile brune luvice, cu o mediană de 25,3.

Din perspectiva mediei aritmetice a potențialului de radon geogen, valorile cele mai crescute sunt atribuite grupei de soluri eu-mezobazice, media aritmetică este de 40, iar pentru grupa solurilor acide, media este de 37,2. Acestea indică un risc ridicat al potențialului de radon geogen. Un risc mediu este atribuit grupei de soluri aluviale cu media de 30,8 și solurilor brune luvice, cu o medie aritmetică a potențialului de radon geogen de 29,3.

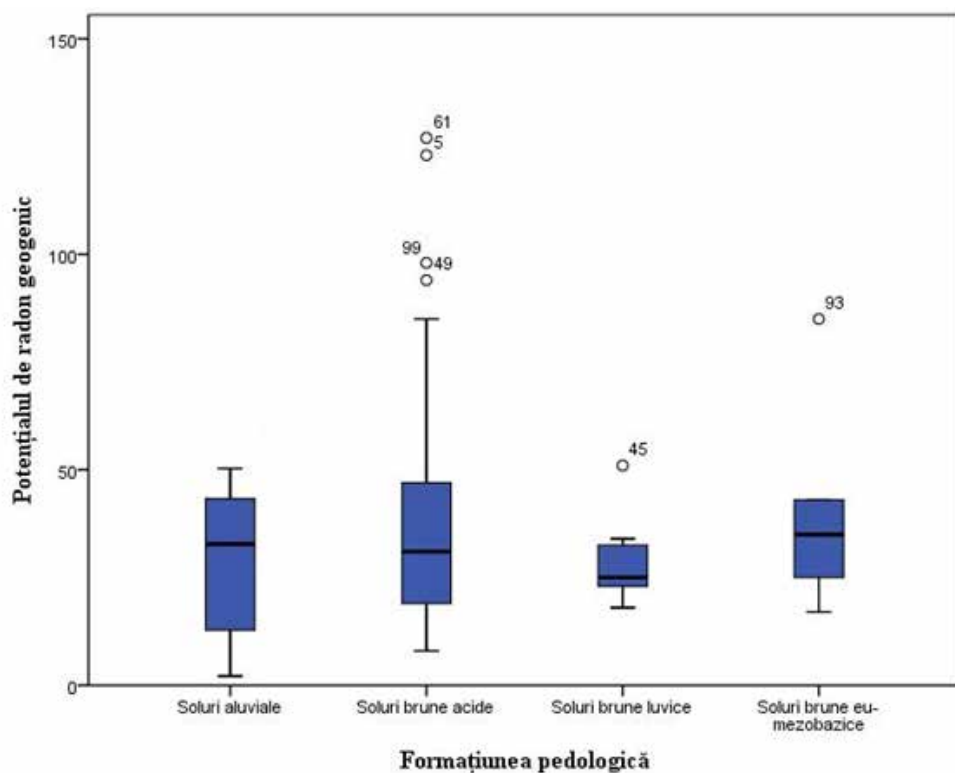


Fig. 63. Potențialul de radon geogen în funcție de tipul pedologic

4.4.2. Statistica inferențială

Testul de corelație Spearman a fost aplicat între potențialul de radon geogen și geologia, pedologia și elevația zonei de studiu. S-a obținut un coeficient de corelație de -0,035 între potențialul de radon geogen și geologie, -0,079 între potențialul de radon geogen și pedologie, iar între potențialul de radon geogen și elevația zonei de studiu a fost obținut un coeficient de corelație de 0,007. Între potențialul de radon geogen și vârsta geologică s-a obținut un coeficient de corelație de -0,09. Acești coeficienți arată că nu există o corelație între potențialul de radon geogen și geologia, pedologia și elevația din zona de studiu.

Prin aplicarea testului neparametric Kruskal-Wallis s-a determinat că nu există o diferență semnificativă între potențialul de radon geogen și geologia ($p = 0,904$), vârsta geologică ($p = 0,635$) și pedologia zonei de studiu ($p = 0,499$).

4.4.3. Analiza de trend

În Fig. 64 este prezentată analiza de trend pentru potențialul de radon geogen. Se poate observa că acesta are un trend descrescător pe axa Vest-Est, cu o ușoară creștere în partea estică a zonei de studiu. Pe axa Nord-Sud, acesta are o tendință crescătoare începând din Nord până în Sud, unde sunt găsite cele mai ridicate potențiale de radon geogen.

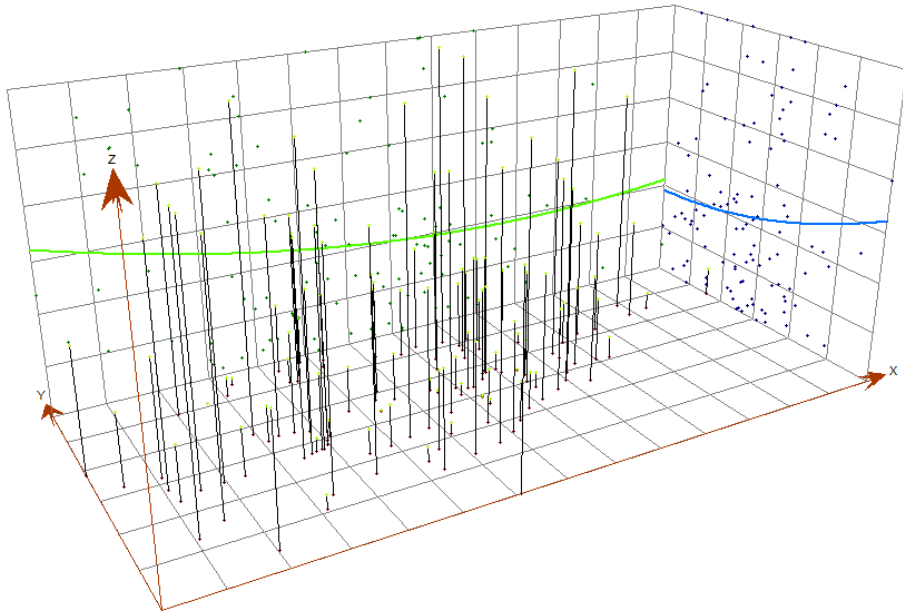


Fig. 64. Analiza de trend pentru potențialul de radon geogen

4.4.4. Geostatistică și hărți de interpolare

Pentru a determina cât mai fidel distribuția potențialului de radon în funcție de geologia, pedologia și elevația zonei de studiu s-a recurs la 4 tipuri de hărți:

A) Metoda geostatistică Ordinary Kriging în 4 sectoare de analiză

În Fig. 65 este reprezentată predicția potențialului de radon geogen realizată prin metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză a punctelor de vecinătate. Numărul maxim al punctelor vecine pentru calculul predicției a fost de 5 și cel minim de 2. În plus, sunt prezentate punctele de determinare a potențialului de radon geogen clasificat în 6

categorii: Foarte scăzut (potențialul de radon (P.R.) < 10), Scăzut ($10 \leq \text{P.R.} < 30$), Moderat ($30 \leq \text{P.R.} < 50$), Ridicat ($50 \leq \text{P.R.} < 70$), Foarte ridicat ($70 \leq \text{P.R.} < 100$), Extrem de ridicat ($\text{P.R.} \geq 100$).

Se poate observa un potențial de radon geogen mai crescut în zona de nord-vest (la est de localitatea Ruschița), în zona de nord-est a zonei de studiu (la nord de localitatea Lunca Cernii de Sus și nord-estul localității Lunca Cernii de Jos), dar și în zona dintre localitatea Negoiu și Rusca Montană, pe o axă NV-S a zonei de studiu.

Predicția unor concentrații mai ridicate vizează zona formațiunii Băuțar, subseria paragnaiselor cu biotit din zona de NE a zonei de studiu, dar și partea estică, în partea de est la localității Lunca Cernii de Jos în Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase din Seria de Dăbâca. Predicții pentru un potențial de radon crescut au fost realizate și în partea vestică a Subseriei micașisturilor cu almandin din Seria de Sebeș-Lotru, o zonă muntoasă cu altitudini de până la 1355 m în Vârful Rusca. În partea de est a vârfului Rusca, în zona văii ce leagă localitatea Gura Bordului de Vadu Dobrii au fost determinate potențiale de radon geogen reduse, astfel că predicția este una pentru potențiale de radon geogen scăzute. Zonele

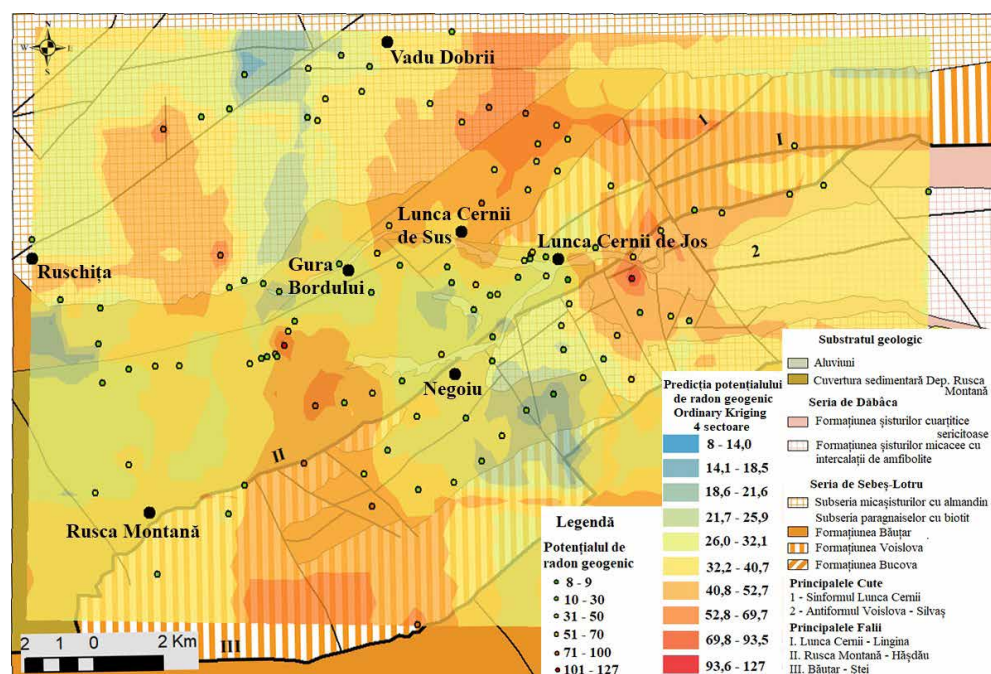


Fig. 65. Ordinary Kriging în 4 sectoare pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică

aluvionare, sedimentare precum cele din jurul localităților Gura Bordului, Negoiu și sudul localității Lunca Cernii de Sus sunt zonele predispuse la un potențial de radon geogen scăzut.

Ordinary Kriging, fiind o metodă geostatistică, realizează și o hartă a erorilor predicției prezentate în **Fig. 66**. Acolo unde punctele de măsurare sunt mai apropiate, erorile standard pentru predicția metodei sunt mai scăzute și sunt identificate prin culoarea albă, iar cu roșu sunt prezentate erorile predicției mai ridicate, acestea fiind cauzate de distanța mai mare dintre punctele de pe hartă.

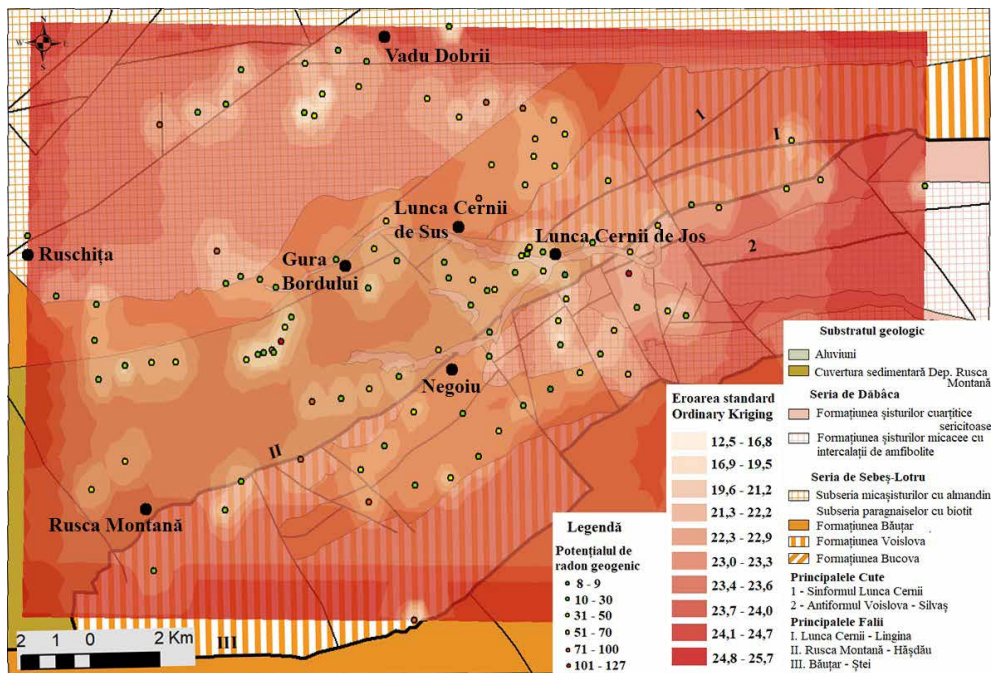


Fig. 66. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging cu potențialul de radon geogen în 4 sectoare

Datele potențialului de radon geogen s-au potrivit pentru un model exponențial al modelării semivariogramei prezentate în **Fig. 67**, iar validarea încrucișată a datelor este prezentată în **Fig. 68**. Pentru validarea încrucișată, formula regresiei liniare a predicției este $0,06369 \cdot X + 34,0340$. Ecuația regresiei liniare pentru a determina erorile predicției este $-0,93631 \cdot X + 34,03401$.

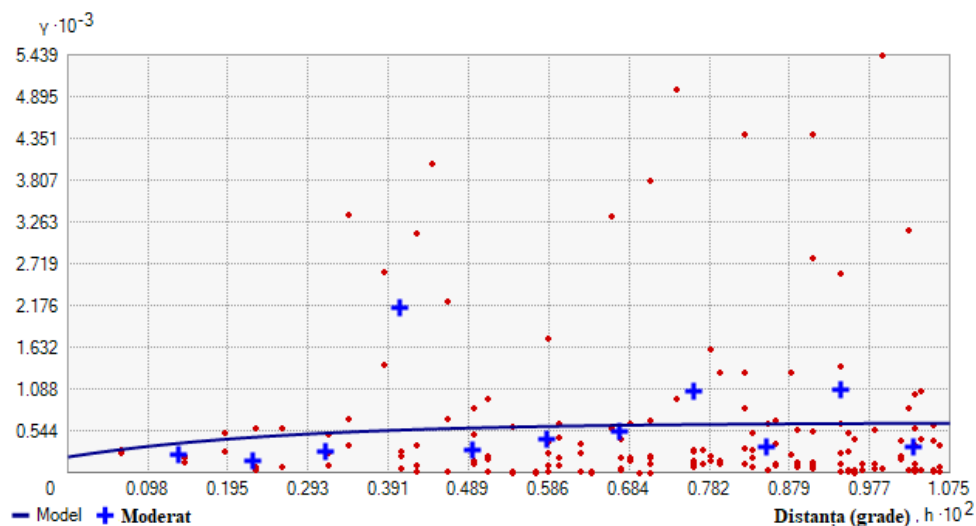


Fig. 67. Modelul de semivariogramă a datelor pentru potențialul de radon geogen

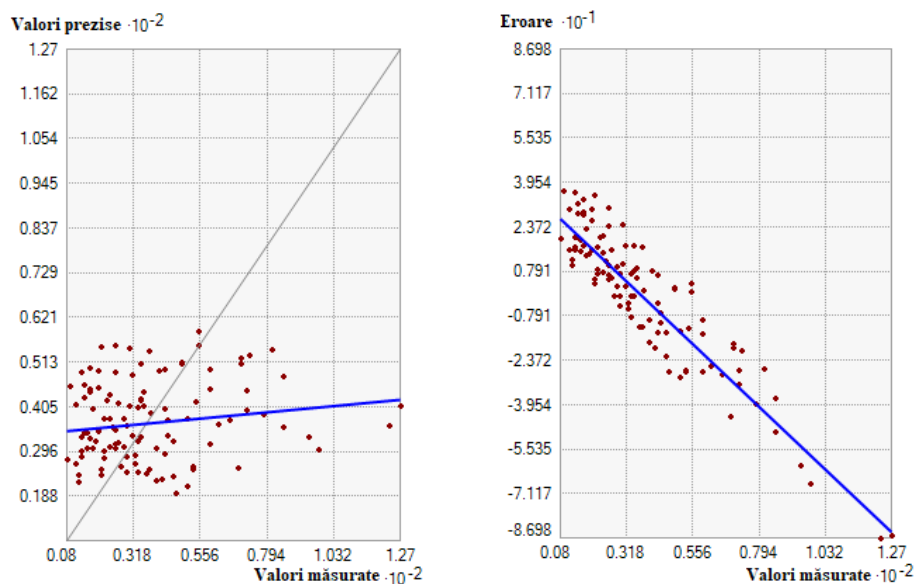


Fig. 68. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză

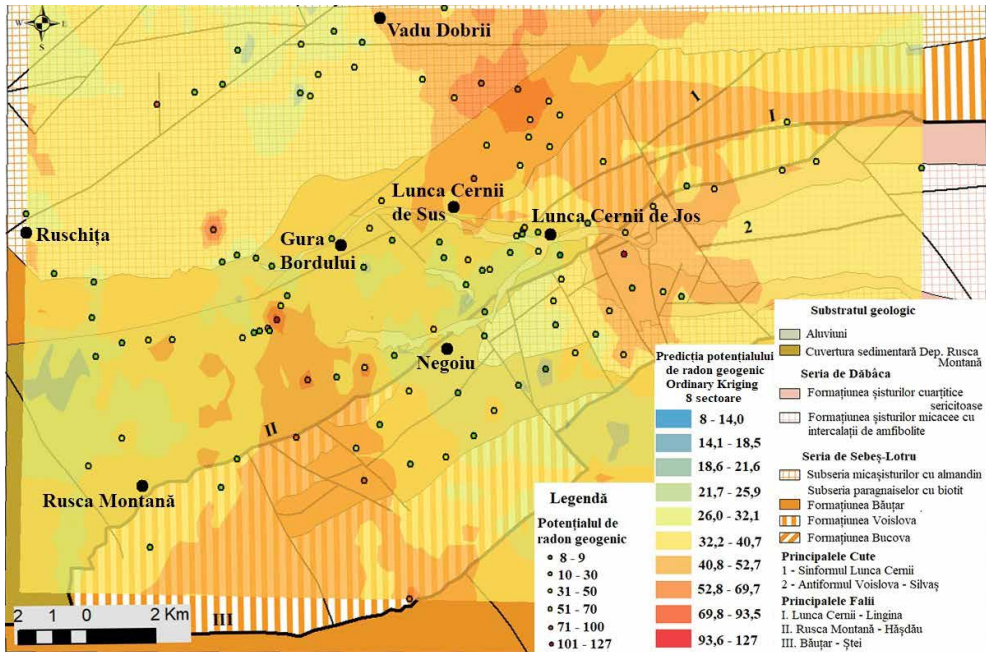


Fig. 69. Ordinary Kriging pentru potențialul de radon geogen în 8 sectoare, raportat la harta geologică

B) Metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză

Prin această metodă geostatistică, harta cu predicțiile pentru potențialul de radon geogen este mai bine definită, existând 8 sectoare de analiză a vecinilor și este prezentată în Fig. 69. Pentru această analiză, numărul maxim al vecinilor este de 5, iar cel minim de 2. Această predicție își păstrează trendul predicției realizate prin Ordinary Kriging cu 4 sectoare de analiză a vecinilor.

Harta cu erorile predicției pentru metoda Ordinary Kriging în 8 sectoare de analiză pentru potențialul de radon geogen este prezentată în Fig. 70.

Datele pentru potențialul de radon geogen s-au potrivit pentru un model exponențial al semivariogramei, care este identică cu cea prezentată în Fig. 67. Validarea încrucișată a datelor este prezentată în Fig. 71, ecuația regresiei liniare pentru predicția valorilor este $0,03956 \cdot X + 35,91170$, iar pentru determinarea erorilor este $-0,96044 \cdot X + 35,91170$.

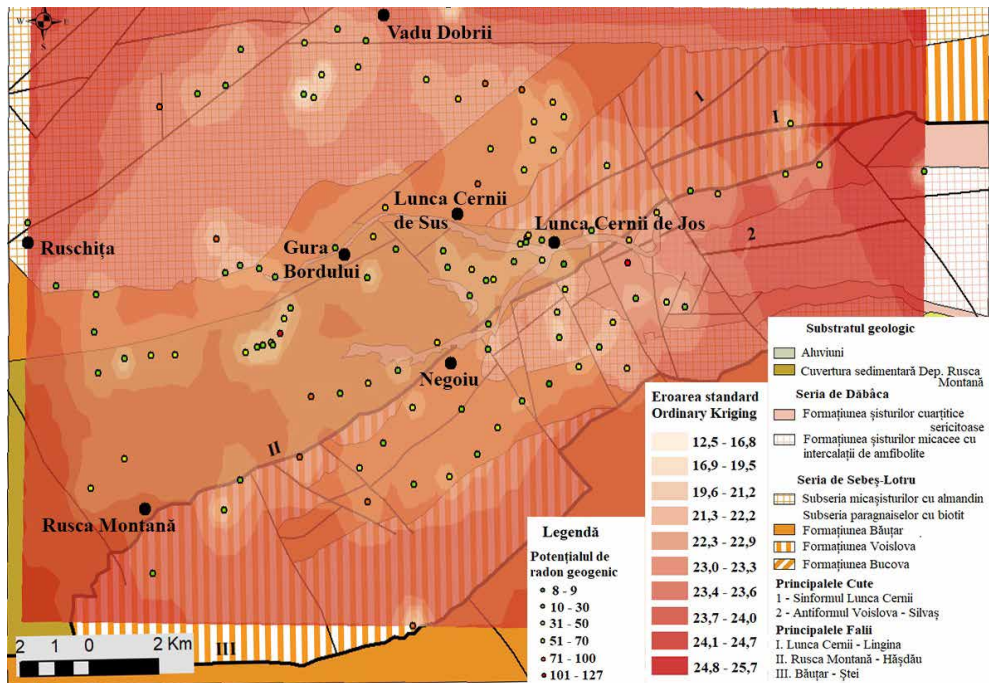


Fig. 70. Harta cu erorile standard pentru Ordinary Kriging cu potențialul de radon geogen în 8 sectoare

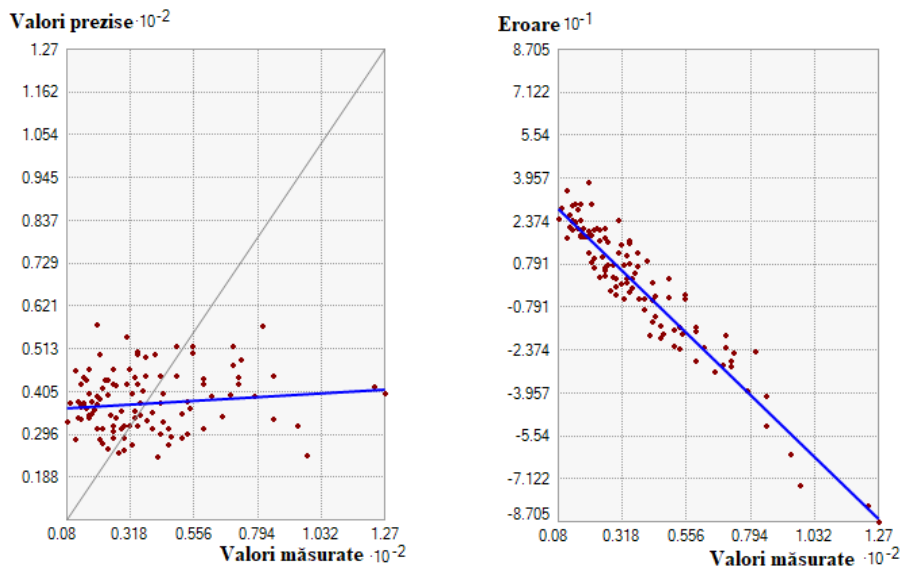


Fig. 71. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda Ordinary Kriging cu 8 sectoare de analiză

C) Interpolare de tip Inverse Distance Weighting

Interpolarea de tip Inverse Distance Weighting este prezentată în Fig. 72. Pentru realizarea interpolării s-a optat pentru un singur sector de alegere al vecinilor, cu un număr maxim de 15 și un minim de 10 vecini.

Harta predicției IDW este asemănătoare cu cele două hărți realizate prin metoda geostatistică Ordinary Kriging cu 4 și 8 sectoare de analiză a vecinilor.

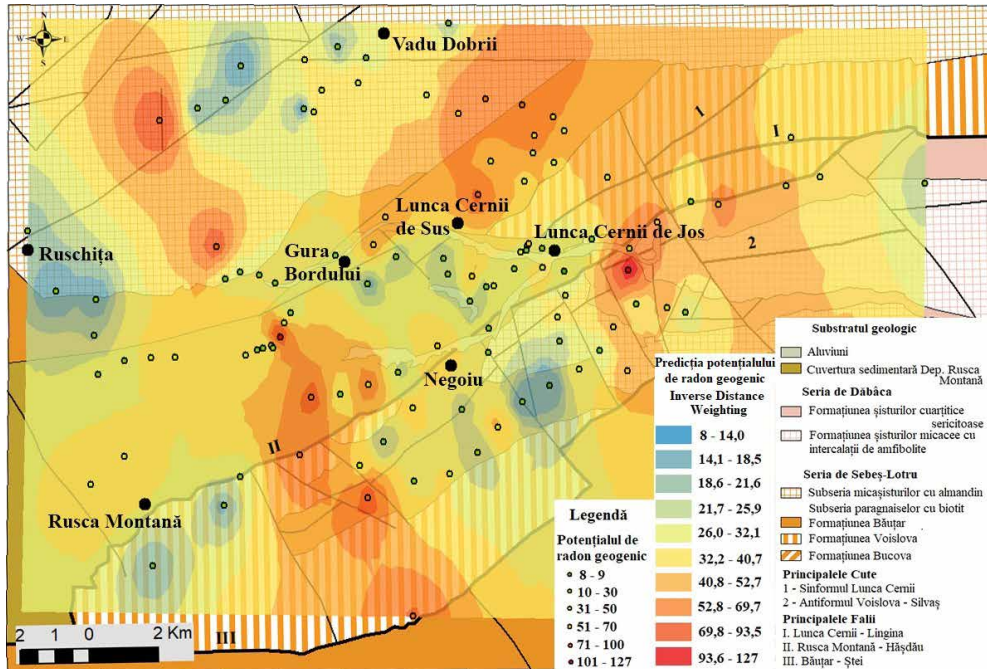


Fig. 72. Interpolarea Inverse Distance Weighting pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică

În Fig. 73 sunt prezentate datele pentru validarea încrucișată a potențialului de radon geogen. Pentru această metodă de interpolare, ecuația regresiei liniare de predicție este $0,07616 \cdot X + 32,68913$, iar pentru eroarea predicției este $-0,92384 \cdot X + 32,68913$.

D) Interpolare de tip Natural Neighbour

Interpolarea de tip Natural Neighbour este prezentată în Fig. 74. Fiind un model de interpolare simplu, nu există o hartă a erorilor.

Harta realizată prin această interpolare este comparabilă cu celelalte 3 tipuri de hărți prezentate mai sus.

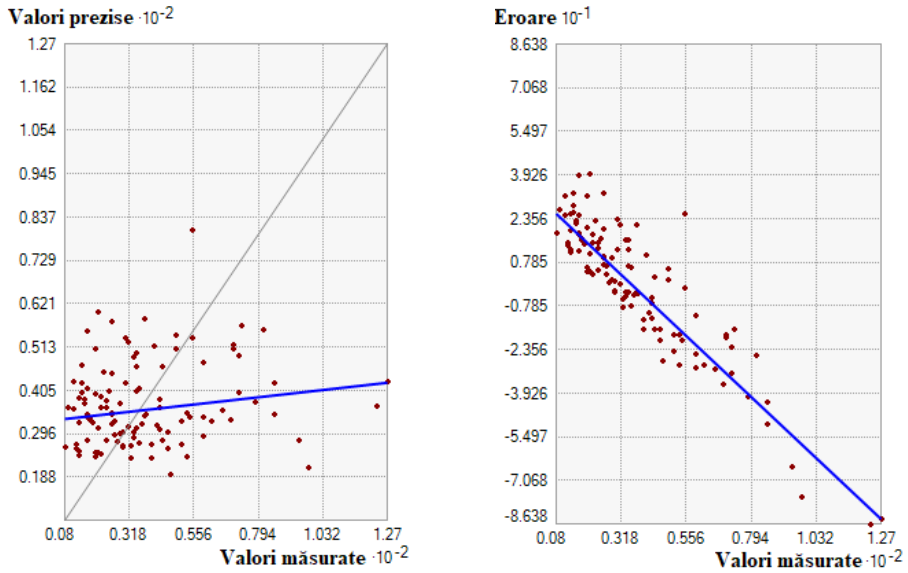


Fig. 73. Validarea încrucișată (predicția – stânga și eroarea predicției – dreapta) pentru potențialul de radon geogen prin metoda IDW

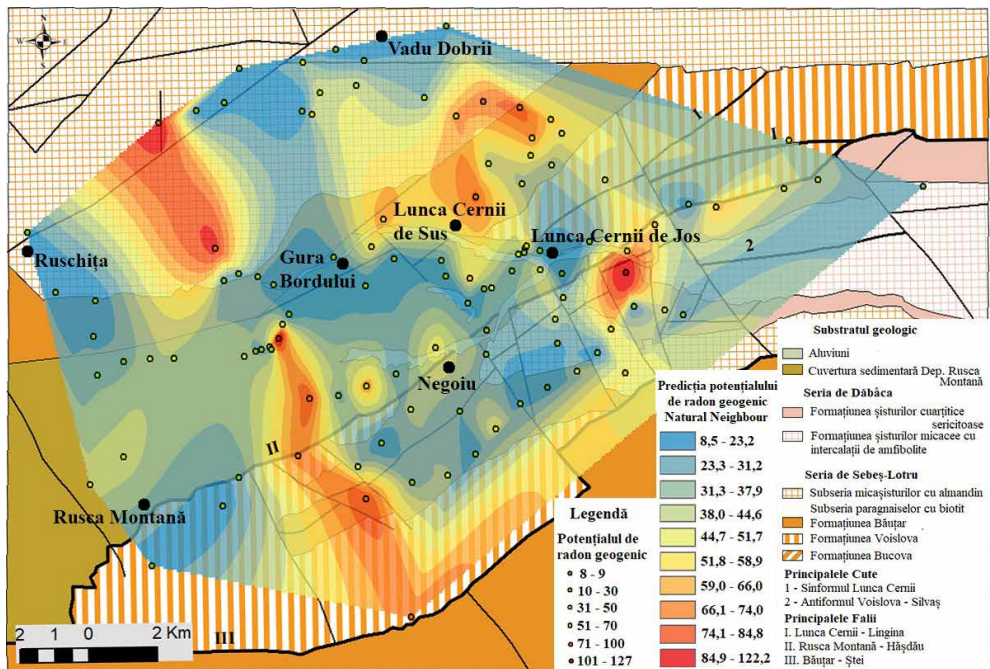


Fig. 74. Interpolarea Natural Neighbour pentru potențialul de radon geogen raportat la harta geologică

4.4.5. Discuții privind potențialul de radon geogen

A) Variabilitatea potențialului de radon geogen în funcție de concentrația de activitate de radon și permeabilitatea solului

În **Fig. 75** sunt prezentate hărțile pentru predicția concentrației de activitate de radon, permeabilității solului și potențialul de radon geogen. Prin această figură se dorește prezentarea variației potențialului de radon geogen în funcție de concentrația de radon din sol și permeabilitatea solului.

Astfel, acolo unde concentrația de activitate de radon este scăzută, iar permeabilitatea solului este scăzută, potențialul de radon geogen este scăzut și ilustrat în **Fig. 75** cu chenar de culoare albastră în partea vestică a localității Vadu Dobrii. În zonele cu concentrație de radon scăzută și cu permeabilitate ridicată a solului, potențialul de radon geogen este scăzut spre intermediar. Variația se poate observa în chenarele de culoare gri în zona localităților Ruschița, Rusca Montană și în vestul localității Gura Bordului. În zona de S-SE a localității Negoiu, se pot observa concentrații de radon scăzute și permeabilități ale solului medii, iar potențialul de radon este unul scăzut, ușor spre mediu. Aceasta zonă este marcată pe hartă cu linie albă.

În zona cu concentrație crescută și permeabilitate scăzută, potențialul de radon geogen este scăzut și se poate observa pe hartă zona marcată cu chenar de culoare neagră, în partea de NE a localității Negoiu. În zona cu concentrații de radon ridicate, respectiv permeabilități ale solului intermediare sau ridicate se poate observa și un potențial ridicat de radon geogen și este marcat prin chenar roșu, la vest de localitatea Negoiu și la sud de Gura Bordului. De asemenea, concentrații ridicate ale radonului din sol și a permeabilității solului din care rezultă un potențial de radon geogen crescut se regăsesc și în zona nordică a localităților Lunca Cernii de Sus și Lunca Cernii de Jos, dar și în partea estică a localității Lunca Cernii de Jos.

B) Potențialul de radon geogen – geologia zonei de studiu

În **Fig. 76** se poate observa harta predicției potențialului de radon geogen obținut prin metoda geostatistică Ordinary Kriging în 4 sectoare de analiză, locațiile unde s-au realizat măsurătorile și harta geologică a zonei de studiu.

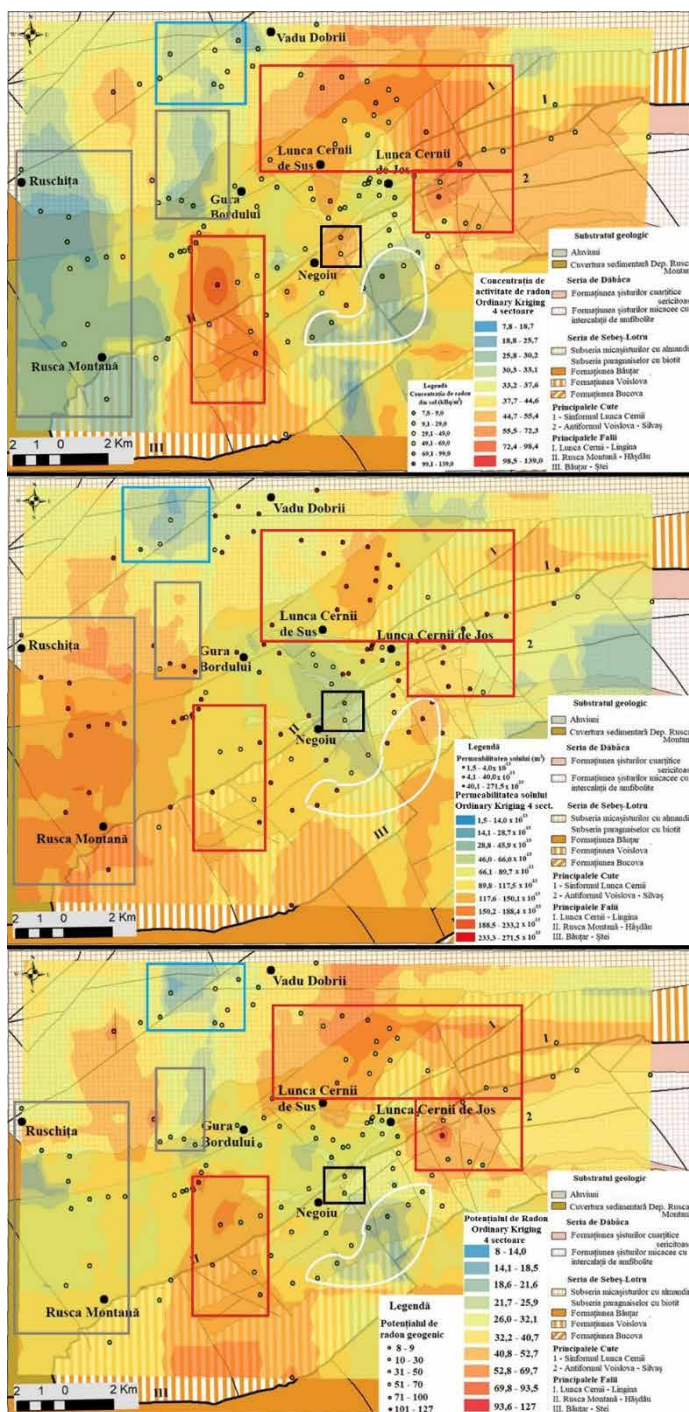


Fig. 75. Concentrația de activitate de radon (sus), permeabilitatea solului (mijloc) și potențialul de radon geogen (jos)

Se observă o predicție pentru un potențial de radon geogen crescut în zona Formațiunii șisturilor cuarțitice sericitoase și a șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite din Seria de Dăbâca (partea estică a zonei de studiu). Formațiunea Băuțar (Subseria paragnaiselor cu biotit din Seria de Sebeș-Lotru) din partea de nord a zonei de studiu indică o predicție a unui potențial de radon geogen ridicat. În partea sudică, această formațiune indică o predicție de potențial ridicat doar pentru 2 puncte, în partea sud-vestică. În partea sud-estică, Formațiunea Băuțar indică o predicție scăzută a potențialului de radon geogen. O predicție ridicată mai este indicată și în formațiunea Subseriei micașisturilor cu almandin în partea de SE a localității Vadu Dobrii și în partea de E a localității Ruschița.

O predicție a potențialului de radon geogen mai scăzută este prezentă pentru majoritatea formațiunii Cuverturii sedimentare Depresiunea Rusca Montană, exceptând două locații unde s-a determinat un potențial mai crescut al radonului geogen. În plus, în zona de SE a zonei de studiu, Formațiunea Băuțar indică o predicție mai scăzută pentru potențialul de radon geogen, dar și pentru Subseria micașisturilor cu almandin, la nord de localitatea Gura Bordului continuând până în vestul localității Vadu Dobrii.

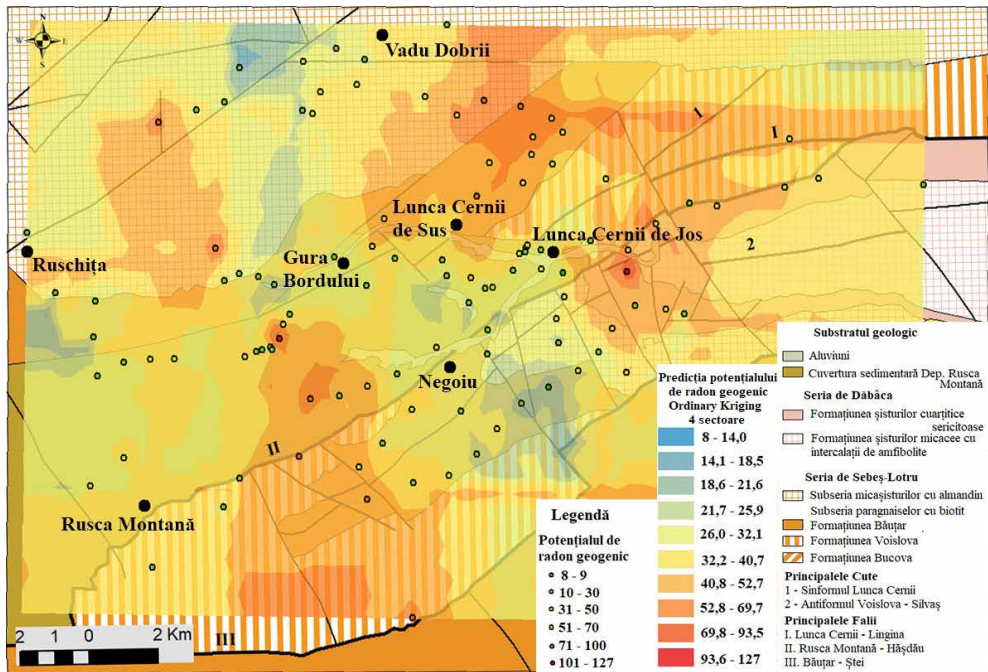


Fig. 76. Potențialul de radon geogen raportat la substratul geologic

C) Potențialul de radon geogen – vârsta geologică

În ceea ce privește potențialul de radon geogen în funcție de vârsta geologică, în Fig. 77 se poate observa că în zona de Cuaternar, predicția este pentru un potențial scăzut. O predicție a unui potențial puțin mai crescut este dată de grupa de vârsta Cretacic – Paleogen și Prebaikalian – Precambrian sup. Predicția pentru un potențial de radon mai crescut este dată de către grupa de vârstă geologică Precambrian sup. – Paleozoic inf., grupă în care au fost determinate și cele mai ridicate potențiale de radon geogen la nivel de mediană.

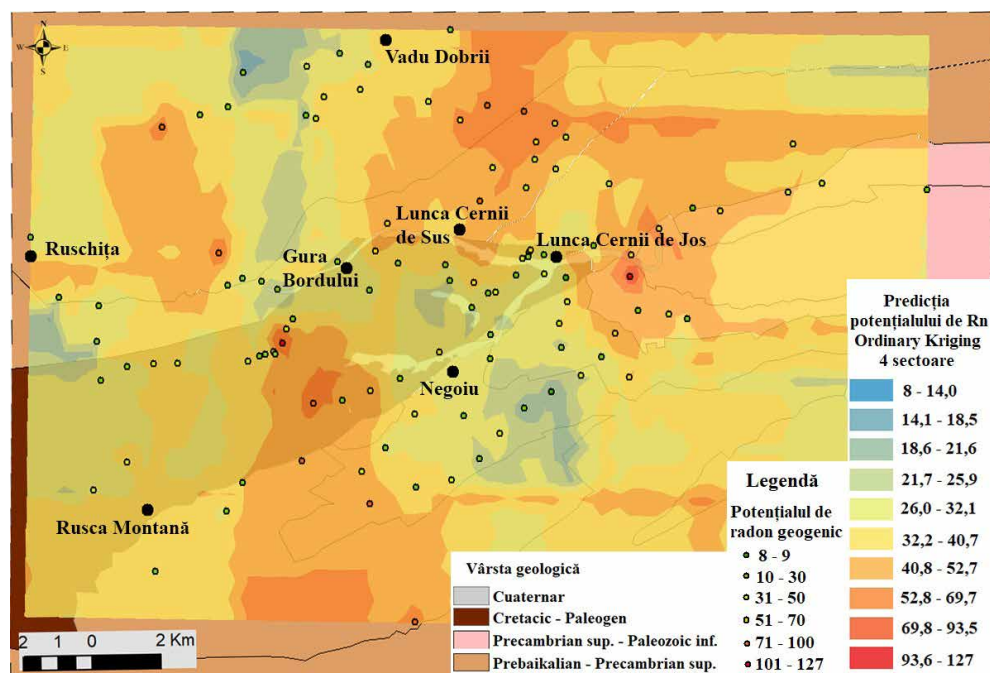


Fig. 77. Potențialul de radon geogen raportat la vârsta geologică

D) Potențialul de radon geogen – pedologia zonei de studiu

În Fig. 78 este prezentată harta predicției potențialului de radon geogen în funcție de pedologia zonei de studiu. Se poate observa că un potențial scăzut este atribuit zonelor cu soluri brune luvice. Cele mai ridicate potențiale de radon au fost determinate în solurile eu-mezobazice. Potențiale de radon geogen alternante au fost determinate în categoria solurilor brune acide: un potențial crescut a fost determinat în zona de E a localității Ruschița, în partea de N și E a localităților Lunca Cernii de Jos și Lunca Cernii

de Sus, dar și în sudul localității Gura Bordului; un potențial scăzut a fost determinat în zona de V și N a localității Gura Bordului, sudul localității Ruschița, vestul localității Vadu Dobrii și în jurul localității Negoiu, cu preponderență în zona SE.

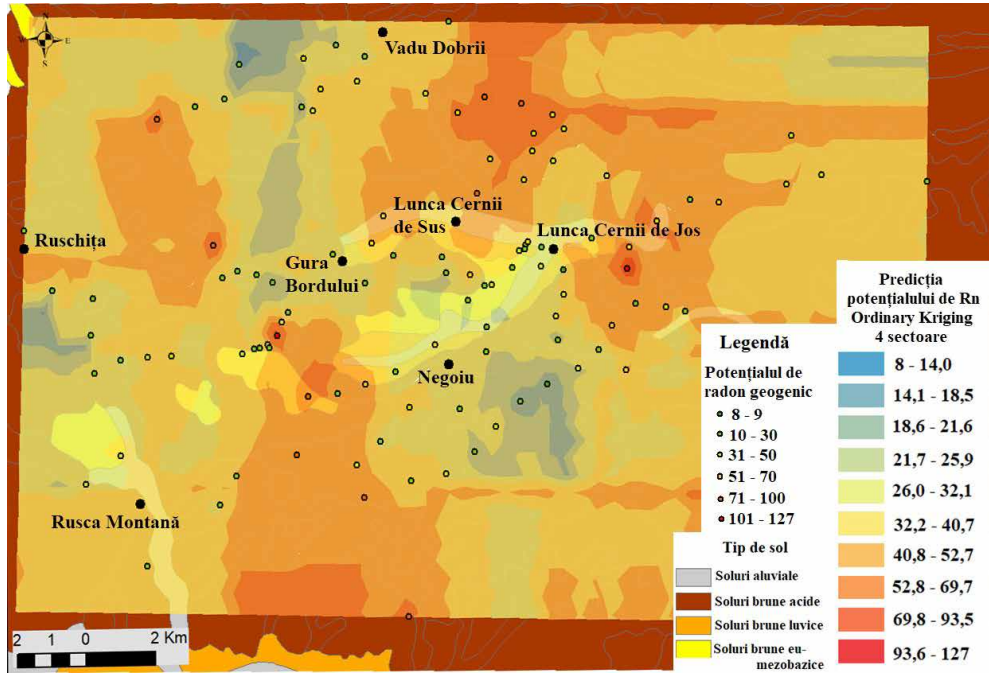


Fig. 78. Potențialul de radon geogen raportat la pedologia zonei de studiu

E) Potențialul de radon geogen – elevația zonei de studiu

Harta predicției potențialului de radon geogen în funcție de elevația zonei de studiu este prezentată în Fig. 79. Se poate observa că potențialul de radon geogen ridicat este determinat la altitudini de 900 – 1100 m. De exemplu, în partea de NV a zonei de studiu, potențialul de radon geogen ridicat este regăsit în jurul altitudinilor de 900 și 1100 m. La V de localitatea Negoiu, potențialul de radon ridicat este regăsit la altitudinea de 900 m. În partea de N a localității Lunca Cernii de Sus, potențialul de radon geogen este ridicat începând de la altitudinea de 900 m.

Un potențial de radon scăzut este determinat la altitudini mai mici de 900 m, însă există și excepții. De exemplu, în zona de SE a localității Negoiu, la altitudini de 1000 m, potențialul de radon geogen este scăzut, din cauza concentrației de activitate de radon scăzută și a permeabilității

ridicate a solului. În partea opusă, la E de localitatea Lunca Cernii de Jos, potențialul de radon geogen este scăzut începând de la 700 m altitudine. În SV-ul localității Vadu Dobrii, potențialul de radon este scăzut la altitudini de 1000 – 1200 m din cauza concentrației de radon scăzute.

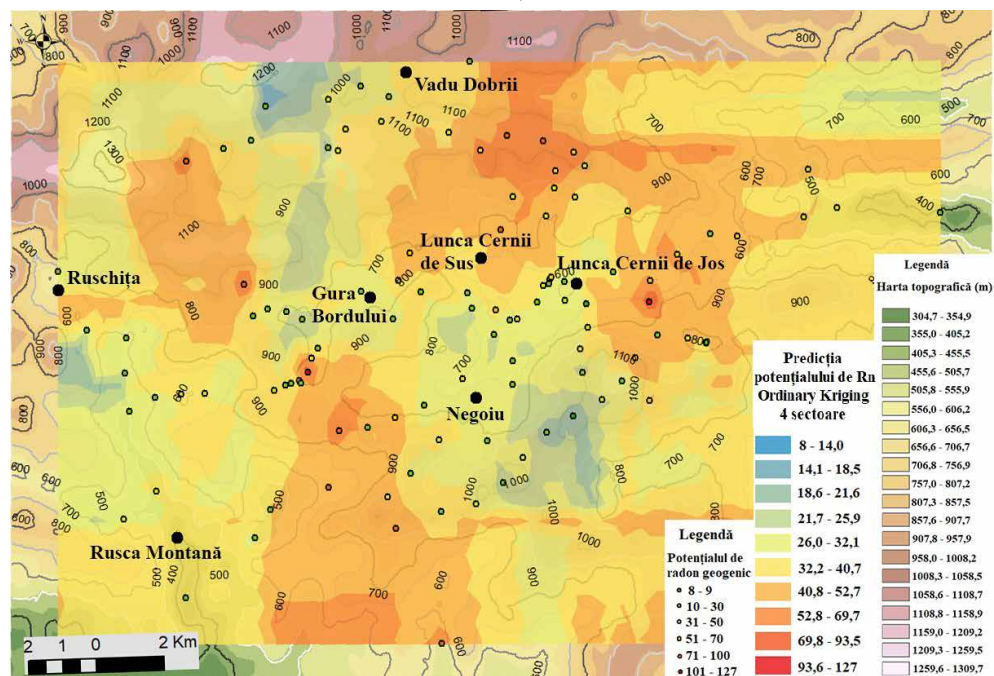


Fig. 79. Potențialul de radon geogen raportat la elevația zonei de studiu

F) Potențialul de radon geogen în grid de 5 x 5 km

Fiind un domeniu de cercetare la început, studiile au raportat datele potențialului de radon geogen în diferite forme: pe regiune, la nivelul unității administrativ teritoriale, la nivel de formațiune geologică. În viitor, probabil, se va ajunge la un mod de raportare a datelor obținute pentru potențialul de radon geogen precum este cel pentru raportarea rezultatelor pentru concentrația de radon din interiorul locuințelor, și anume pe griduri de 10 x 10 km.

În lucrarea de față, datele pentru potențialul de radon geogen a fost raportat pentru griduri de 5 x 5 km, având în vedere suprafața limitată a zonei de studiu. Astfel, în Fig. 80 este prezentată harta potențialului de radon geogen în griduri de 5 x 5 km. În celulele de culoare roșie potențialul

de radon este ridicat (≥ 35), iar în celulele de culoare galbenă potențialul este mediu ($10 \leq \text{GRP} < 35$). În celulele de culoare albă nu sunt raportate date.

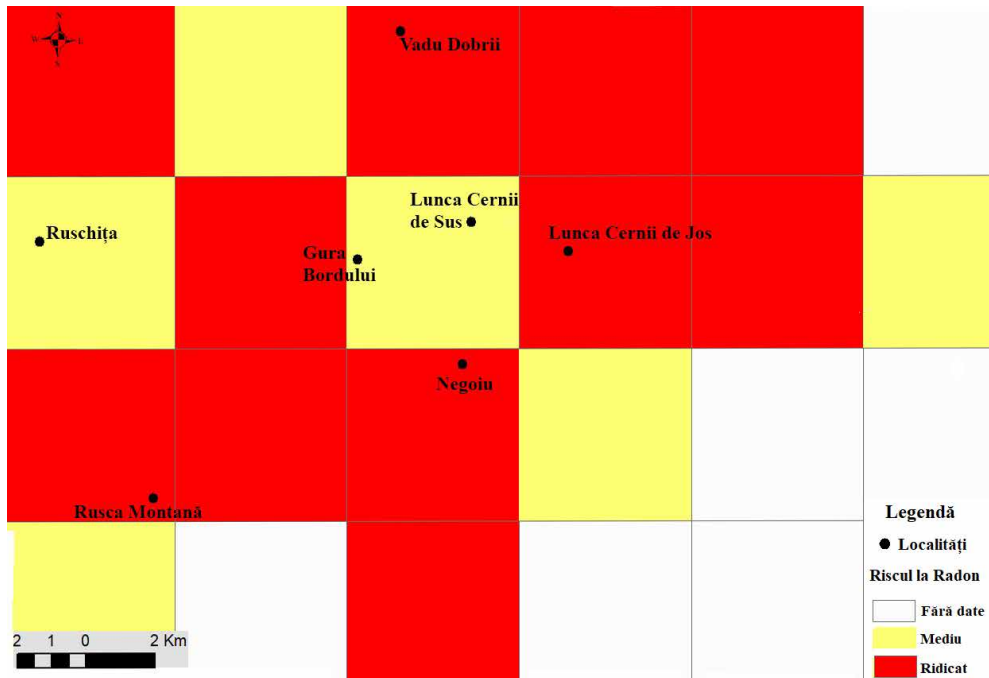


Fig. 80. Potențialul de radon geogen în grid de 5 x 5 km

Discuții

Rezultatele obținute în această lucrare sunt comparabile cu rezultatele obținute în lucrări de referință din literatura de specialitate.

La nivel internațional, rezultatele din această lucrare se situează pe o scală intermediară a concentrației de activitate de radon în sol. Astfel, la nivel de mediană, 36,6 kBq/m³ pentru prezenta lucrare, rezultatele sunt comparabile cu studiile lui Kemski et al. (1996, 2001) unde s-a determinat o mediană a concentrației de radon din sol de 38 kBq/m³, cu concentrații mai ridicate în Cambrian și mai scăzute în Cuaternar. Concentrațiile au variat de la 2 la 4096 kBq/m³. În studiul realizat de Giustini et al. (2019), mediana de 40 kBq/m³ este comparabilă cu cea obținută în prezenta lucrare. Media aritmetică pentru studiul amintit anterior este de 60 kBq/m³, cu un minim de 6,4 kBq/m³ și un maxim de 253 kBq/m³, ceea ce indică un risc la radon mai ridicat decât în studiul prezent, unde media aritmetică pentru

concentrația de activitate de radon este de $41,2 \text{ kBq/m}^3$, cu un minim de $7,8 \text{ kBq/m}^3$ și un maxim de 139 kBq/m^3 .

Concentrații mai scăzute ale activității de radon din sol s-au determinat în studiile: Cinelli et al. (2015) cu o medie aritmetică de $17,5 \text{ kBq/m}^3$ (cu un interval de $1,08 - 63,13 \text{ kBq/m}^3$); în studiile lui Pásztor et al. (2016) și Szabó et al. (2014) din Ungaria, unde media concentrațiilor de radon a fost de $10,8 \text{ kBq/m}^3$, respectiv $14,1 \text{ kBq/m}^3$ și în studiul lui Alonso et al. (2019) unde media aritmetică a fost de $16,9 \text{ kBq/m}^3$ cu un minim de $0,5 \text{ kBq/m}^3$ și un maxim de 150 kBq/m^3 . Concentrații de radon scăzute au fost determinate și în depozitele marine din studiul lui Ciotoli et al. (2017) unde a fost determinată o medie de 14 kBq/m^3 , însă pentru rocile vulcanogene din jurul vulcanului Vico, concentrația de radon a fost de $84,81 \text{ kBq/m}^3$, concentrație de 2 ori mai ridicată decât în prezentul studiu. În studiul lui Mojzeš et al. (2017), concentrații mai scăzute de radon au fost măsurate în rocile Paleogene, determinând o medie de $9,9 \text{ kBq/m}^3$, însă pentru substratul geologic din Cuaternar, media concentrației a fost de $42,8 \text{ kBq/m}^3$. Pentru această lucrare de doctorat, concentrația medie a radonului din sol pentru substratul geologic din Cuaternar a fost de $33,1 \text{ kBq/m}^3$, fiind ușor mai scăzută în comparație cu studiul prezentat mai sus, iar media pentru substratul din Cretacic – Paleogen este de $39,5 \text{ kBq/m}^3$, fiind net superioară mediei substratului geologic din Paleogen din studiul lui Mojzeš et al. (2017). Concentrații ușor scăzute au fost determinate în studiile: Planinić et al. (2002) cu o medie de $26,3 \text{ kBq/m}^3$, Petersell et al. (2005, 2017) cu o medie de 27 kBq/m^3 pentru aparatul MARKUS-10 și 31 kBq/m^3 pentru gama spectrometru, Kunovska et al. (2013) cu o medie de 26 kBq/m^3 .

În studiul lui Swakoń et al. (2005) a fost determinată o medie a concentrației de radon de 39 kBq/m^3 , medie foarte asemănătoare cu media din prezentul studiu de $41,2 \text{ kBq/m}^3$.

Intervale ale concentrațiilor de radon din sol asemănătoare acestui studiu au fost determinate și în studiile: Wysocka (2016), Buttafuoco et al. (2007), Kikaj et al. (2016), Dogjani et al. (2017) și Elío et al. (2019).

Concentrații de radon mai ridicate au fost determinate în studiul realizat de Giustini et al. (2022), unde au fost măsurate concentrații medii de $38,6 \text{ kBq/m}^3$ pentru regiunea Lazio și $157,9 \text{ kBq/m}^3$ pentru regiunea Caprarola.

Comparând potențialul de radon geogen, Friedmann et al. (2017) raportează un potențial de radon geogen mai scăzut de 18 pentru paragneisele

din zona de studiu, iar pentru granitoidale și migmatitele un potențial de 209, respectiv 177, potențiale net superioare față de rezultatele obținute în această lucrare, unde media aritmetică pentru potențialul de radon a fost de 37, iar maximul de 127.

La nivel național, intervalul concentrațiilor de radon din sol din acest studiu este asemănător intervalelor concentrațiilor de radon din studiile realizate în România.

În studiul lui Niță et al. (2009) intervalul concentrațiilor de radon din sol în Cluj-Napoca a fost de la un minim $2,1 \text{ kBq/m}^3$ la un maxim de $55,84 \text{ kBq/m}^3$. Papp et al. (2010) au raportat un interval al concentrațiilor începând cu $1,2 \text{ kBq/m}^3$ până la $30,6 \text{ kBq/m}^3$ în Harghita Băi. Lupulescu et al. (2018) au determinat un interval mai restrâns al concentrațiilor de radon din sol în Cluj-Napoca, cu un minim de $16,6 \text{ kBq/m}^3$ și un maxim de $35,2 \text{ kBq/m}^3$. Pentru aceste 3 studii, concentrația maximă a radonului a fost net inferioară concentrației maxime determinate în studiul de față de 139 kBq/m^3 .

Concentrații medii de radon mai ridicate au fost raportate în studiile lui Cosma & Baci (2002) cu medii de 61 kBq/m^3 în localitatea Apahida și 81 kBq/m^3 la o distanță de 7,1 km față de masivul granitic de la Măguri-Răcățau. Concentrații ridicate de radon au fost determinate și în studiul realizat de Cosma et al. (2013b) unde a fost determinat un interval al concentrațiilor, în Băița-Ștei, de la 5,5 la 512 kBq/m^3 cu o medie aritmetică de 103 kBq/m^3 . Tot în acest studiu, a fost calculat și potențialul de radon geogen și acesta a variat de la 11 la 1607 cu o medie aritmetică de 233.

Medii aritmetice apropiate mediei concentrației de radon din prezenta lucrare au fost determinate și în studiile lui Cosma et al. (2010) cu media de $39,6 \text{ kBq/m}^3$ pentru concentrația de radon determinată prin coloana cu cărbune activ și $37,3 \text{ kBq/m}^3$ pentru concentrația determinată cu ajutorul LUK3C în Cluj-Napoca.

În studiul Moldovan et al. (2017), din Buzău, concentrația a fluctuat de la un minim de $12,4 \text{ kBq/m}^3$ la un maxim de $101,6 \text{ kBq/m}^3$ cu o medie de $34,9 \text{ kBq/m}^3$, ușor mai scăzută față de $41,2 \text{ kBq/m}^3$, medie determinată în prezentul studiu. Burgele et al. (2019) au determinat, în 16 județe ale României, o medie de $29,3 \text{ kBq/m}^3$, cu un minim de $0,2 \text{ kBq/m}^3$ și un maxim de 179 kBq/m^3 .

Potențialul de radon geogen, din Cluj-Napoca, Timișoara, Sibiu, Iași și București, calculat de Florică et al. (2020) a variat de la 5 la 133 cu o medie aritmetică de 33 și o mediană de 29. Concentrația de activitate de radon a variat de la 6 la 97 kBq/m³ cu o medie de 39 kBq/m³ și o mediană de 34 kBq/m³. Mediana pentru potențialul de radon geogen din studiul amintit este asemănătoare mediane de 31,5 a potențialului de radon geogen din prezenta lucrare de doctorat.

4.5. Concentrația de activitate de radon și radu din apă

4.5.1. Concentrația de activitate de radon din apă

Cele 14 probe de apă au împărțite în 3 tipuri de apă: 8 au fost prelevate din ape de suprafață (râuri, pârâuri), 3 probe au fost din izvoare și 3 din fântâni. În **Tabel 16** sunt prezentate concentrațiile de activitate de radon împreună cu deviația standard, valoarea maximă, respectiv minimă calculate în funcție de timpul scurs dintre momentul prelevării și cel al măsurătorii.

Cea mai ridicată concentrație de radon din apă a fost determinată într-o fântână (Lunca Cernii de Sus) cu o medie aritmetică de 48,4 Bq/l și o deviație standard de 2,4 Bq/l, maximul fiind de 51,7 Bq/l, iar valoarea minimă de 45,9 Bq/l. Concentrația cea mai scăzută de radon a fost măsurată într-un pârâu din localitatea Lunca Cernii de Jos cu o medie a concentrației de 25,5 Bq/l și o deviație standard de 0,8 Bq/l; valoarea maximă a concentrației în acest curs de apă a fost de 26,3 Bq/l și cea minimă de 24,6 Bq/l.

Tabel 16. Statistica descriptivă pentru concentrația de radon din apă

COD	Tip apă	M.A.*	D.S.	Max.	Min.
1	Apă suprafață	46,9	2,5	50,1	44,8
2	Apă suprafață	41,2	2,4	44,2	38,5
3	Apă suprafață	38,4	1,7	40,2	36,6
4	Apă suprafață	34,5	1,4	36,1	32,9
5	Apă suprafață	29,4	1,2	30,6	27,9
6	Izvor	47,9	2,8	50,2	44,1
7	Izvor	29,4	1,3	31,2	28,1
8	Apă suprafață	25,5	0,8	26,3	24,6
9	Fântână	32,0	2,7	34,3	28,1
10	Fântână	42,4	1,9	45,0	40,8
11	Izvor	46,6	3,7	49,6	41,3

12	Apă suprafață	43,6	3,6	46,3	38,2
13	Fântână	48,4	2,4	51,7	45,9
14	Apă suprafață	42,8	3,4	45,7	26,0

***M.A.** – media aritmetică (Bq/l), **D.S.** – deviația standard (Bq/l), **Max.** – concentrația de radon cea mai ridicată (Bq/l), **Min.** – concentrația de radon cea mai scăzută (Bq/l).

Cea mai ridicată concentrație de radon din apa de izvor a fost cu o medie de 47,9 Bq/l în localitatea Lunca Cernii de Sus, cu o deviație standard de 2,8 Bq/l, valoarea maximă de 50,2 Bq/l și 44,1 Bq/l valoarea minimă. În cazul fântânilor, cea mai ridicată concentrație de radon a fost o medie de 48,4 Bq/l, o deviație standard de 2,4 Bq/l. Concentrația maximă în această fântână a atins valoarea de 51,7 Bq/l, iar concentrația minimă a fost de 45,9 Bq/l.

În **Fig. 81** se observă concentrații relativ mai scăzute pentru apele de suprafață cu o medie aritmetică pentru toate corpurile de apă de 37,7 Bq/l, în comparație cu apa din izvoare (media aritmetică pentru cele 3 izvoare: 41,3 Bq/l), respectiv cea din fântâni (media aritmetică pentru cele 3 fântâni: 40,9 Bq/l). Totuși, concentrația cea mai ridicată de radon din apa de suprafață a fost determinată în cadrul punctului 1 cu o valoare medie de 46,9 Bq/l și o deviație standard de 2,5 Bq/l. Pentru acest corp de apă, concentrația maximă de radon determinată a fost de 50,1 Bq/l, iar cea minimă 44,8 Bq/l.

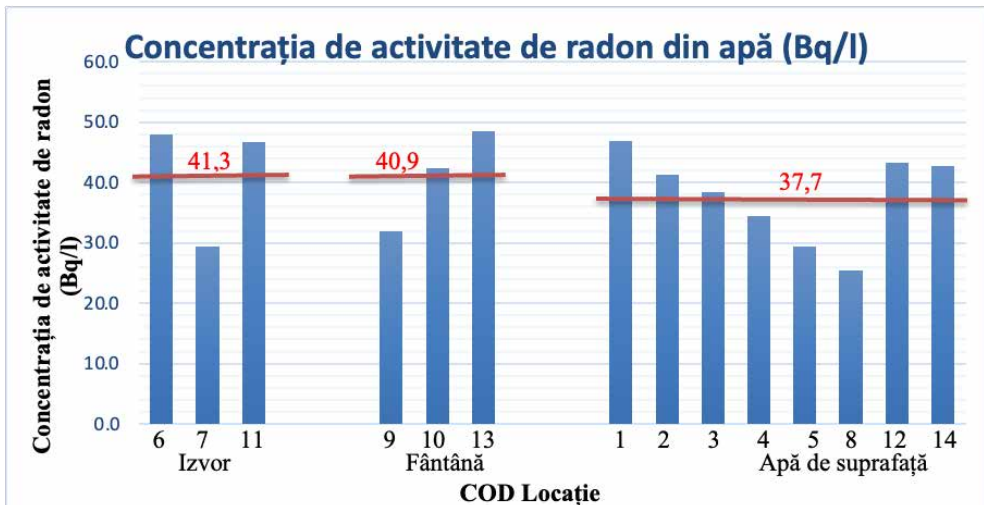


Fig. 81. Concentrația de activitate de radon în cele 14 probe și media aritmetică pentru apa din izvor, fântână și apa de suprafață

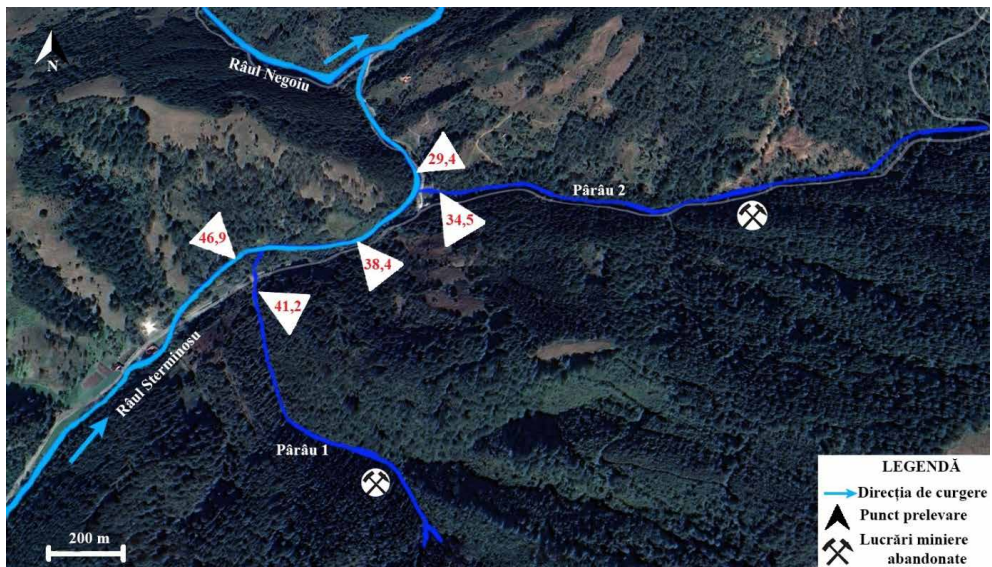
O atenție mai sporită a fost asupra zonei Sterminosu din arealul de studiu. Aici, în anii 1960, au avut loc lucrări miniere în vederea explorării și exploatării minereului de uraniu. Exploatarea nu a durat foarte mult timp, cauza cea mai probabilă fiind rentabilitatea scăzută privind valorificarea uraniului.



Fig. 82. Zona Sterminosu cu lucrările miniere abandonate

În acest sens, au fost prelevate 5 probe de apă din această zonă pentru a determina concentrația de radon și radiu. În Fig. 82 sunt prezentate locațiile punctelor de prelevare, pârâurile, râurile Sterminosu și Negoiu și locația celor două lucrări miniere abandonate (galerii de mină). S-a recurs la prelevarea unei probe de apă (1) din amonte râului Sterminosu unde ar fi considerată apă curată, necontaminată de pârâurile 1 și 2. O probă (2) a fost prelevată din pârâul 1, pârâu care spală depozitele de steril rezultate în urma explorării și exploatării. Distanța dintre locația galeriei de pe pârâul 1 și locul de unde s-a prelevat proba a fost de 700 m. A treia probă a fost prelevată din râul Sterminosu la o distanță de 200 m după revărsarea pârâului 1 în cursul de apă. Cea de-a patra probă a fost prelevată din pârâul 2, pârâu care spală depozitele de steril a celei de-a doua galerie de mină (aprox. 800 m aval de galeria de mină). A cincea probă de apă a fost prelevată imediat după revărsarea pârâului 2 în râul Sterminosu.

O cartare grafică a concentrațiilor de radon din apă se poate observa în Fig. 83. Concentrația de activitate de radon determinată în punctul de prelevare 1 a fost cea mai mare concentrație din această zonă ($46,9 \pm 2,5$ Bq/l). Pentru proba de apă (punctul 2) prelevată din pârâul 1 a fost găsită concentrația de $41,2 \pm 2,4$ Bq/l, concentrație mai mică decât concentrația determinată în amonteale râului Sterminosu. După revărsarea pârâului 1 în râul Sterminosu, în proba de apă cu nr. 3 a fost determinată o concentrație de $38,4 \pm 1,7$ Bq/l. În proba cu nr. 4 prelevată de pe pârâul 2 a fost măsurată o concentrație de activitate de radon de $34,5 \pm 1,4$ Bq/l. În final, concentrația de radon din proba cu numărul 5 este și cea mai scăzută dintre toate, având valoarea de $29,4 \pm 1,2$ Bq/l.



Concentrația de activitate de radon din apă în legătură cu specificul geologic

Cele mai ridicate concentrații de radon (≥ 40 Bq/l) în apa de izvor s-au măsurat în cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană de vârstă Cretacică-Paleogen. Tot aici, au fost măsurate concentrații ridicate în 2 fântâni și un pârâu.

Concentrații medii ($30 \leq C_{Rn} \leq 39,9$ Bq/l) de radon în apă au fost determinate în cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană (1 fântână)

și în Seria de Sebeș-Lotru – subseria micașisturilor cu almandin (2 râuri) de vârstă Prebaikalian – Precambrian sup.

Concentrații de radon mai scăzute (<30 Bq/l) au fost măsurate în Seria Sebeș-Lotru – Subseria micașisturilor cu almandin (2 râuri) și în cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană (1 râu).

În **Tabel 17** se pot observa concentrațiile de activitate de radon, specificul geologic a punctului de prelevare și vârsta substratului geologic.

Tabel 17. Concentrația de activitate de radon din apă cu specificul geologic și vârsta geologică

Nr. Crt.	Descriere tip apă	Specificul geologic	Vârsta geologică	Concentrația de radon (Bq/l)
1	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Precambrian sup.	46,9
2	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Precambrian sup.	41,2
3	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	38,4
4	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	34,5
5	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	29,4
6	Izvor	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	47,9
7	Izvor	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	29,4
8	Apă supra-față	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	25,5
9	Fântână	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	32,0
10	Fântână	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Precambrian sup.	42,4
11	Izvor	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	46,6
12	Apă supra-față	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	43,3
13	Fântână	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	48,4
14	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Voislova	Prebaikalian - Precambrian sup.	42,8

În **Fig. 84** sunt cartate concentrațiile de radon din apă în funcție de tipul de apă (izvor, fântână, râu), raportate la specificul geologic al zonei de studiu.

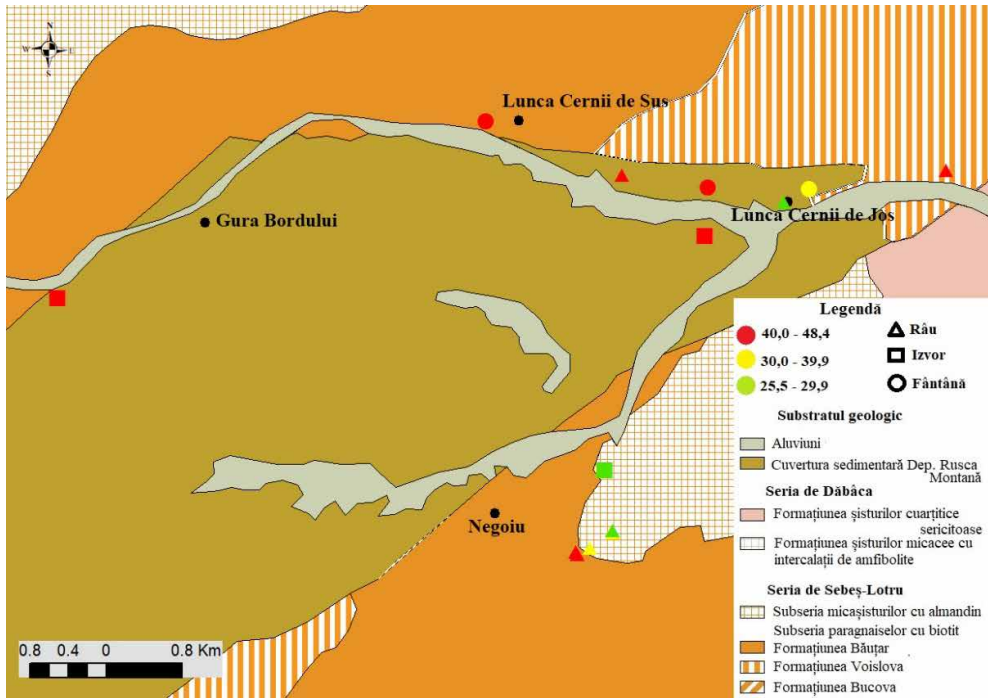


Fig. 84. Localizarea punctelor de prelevare a probelor de apă cu categoria concentrației de radon raportată la harta geologică

Discuții

Rezultatele concentrațiilor de radon din apă din această lucrare sunt comparabile cu rezultatele altor studii de specialitate din România. De exemplu, în studiul realizat de Cosma et al. (2008) media aritmetică pentru concentrația de radon din apa prelevată din izvoare din Transilvania a fost de 21,5 Bq/l, iar cea din fântâni 15,8 Bq/l. Pentru apa de suprafață au fost măsurate concentrații mult mai scăzute cu o medie de 2,6 Bq/l. În lucrarea de față, concentrația medie de radon din izvoare a fost de 41,3 Bq/l, iar pentru fântâni 40,9 Bq/l. În apele de suprafață a fost determinată o concentrație medie de radon de 37,7 Bq/l. Tendința concentrațiilor de radon este asemănătoare, apa din izvoare fiind cu valorile cele mai ridicate, urmată de către apa din fântâni și apa de suprafață cu concentrații mai scăzute, însă cu valori ridicate pentru apa de suprafață.

În studiul realizat de Niță et al. (2013) în Munții Apuseni, media concentrației de activitate de radon din apa din 20 de izvoare a fost de 22,7

Bq/l, pentru 28 de fântâni 18,5 Bq/l, pentru apa de suprafață (15 probe din râuri și lacuri) 2,0 Bq/l. Pentru 18 probe din apa de la robinet a fost găsită o concentrație medie de 2,5 Bq/l.

Moldovan et al. (2014a) au determinat, în apa potabilă din zona Băița-Ștei, concentrații medii de radon de 35,5 Bq/l în fântână, 6,9 Bq/l în apa de la distribuția orașului și 18,5 Bq/l în apa de izvor. Zona este caracterizată prin prezența rocilor granitice, granodioritice și dacitice secundare în compoziție cu pluton laramic. Corpul magmatic este acoperit de formațiuni detritice paleozoice și mezozoice, în principal roci carbonice cu intercalații de siliciu. Moldovan et al. (2014b) au măsurat cea mai mare concentrație de radon din apa de izvor (187,3 Bq/l) în Nucet, jud. Bihor, iar cea mai scăzută (3,1 Bq/l) în Topa, jud. Sălaj. Din punct de vedere al provenienței apei, cele mai crescute concentrații de radon au fost determinate în apa de izvor cu o medie de 19,8 Bq/l. În apa din fântâni, au fost măsurate concentrații medii de radon de 14,2 Bq/l, iar pentru apa de la robinet a fost determinată o medie de 2,5 Bq/l.

Rezultatele din acest studiu sunt comparabile cu rezultatele din lucrările internaționale. Concentrații de radon mai scăzute au fost determinate în studiile: Stojković et al. (2015) – concentrația medie de radon este de 15,8 Bq/l în apa de fântână, iar pentru apa de la robinet 1,8 Bq/l. Geologia zonei este reprezentată în mare parte de depozitele aluviale și calcare, pe alocuri fiind prezente șișturile cristaline, gnaisele și rocile magmatice.

Concentrații ale activității de radon mai ridicate decât în prezentul studiu au fost măsurate în studiile: Lucchetti et al. (2019) au determinat o medie a concentrației de radon din apa de izvor de 376,4 Bq/l și din râul Almone de 45 Bq/l din Roma, Italia. Izvoarele și râul aparțin faciesului bicarbonat-alkalino-pământos, cu o predominanță de calciu-bicarbonat cu un conținut semnificativ de Na^+ și K^+ .

Przylibski et al. (2004) au măsurat o concentrație medie de radon este 240 Bq/l cu o deviație standard de 301,3 Bq/l din apa de fântână din Silesia inferioară, Polonia. Valoarea minimă a concentrației de radon din apă a fost de 0,2 Bq/l, iar valoarea maximă de 1645 Bq/l. Concentrațiile maxime (>1000 Bq/l) au fost determinate în zona cu roci metamorfice (Laddek-Snieznik), granitele din munții Karkonosze și în jurul masivului Izera.

Vinson et al. (2009) au măsurat concentrația de radon din 117 fântâni din regiunea Wake, Carolina de Nord. Media aritmetică a concentrației de radon a fost de 335 Bq/l pentru apa din fântână, cu un minim de 3 Bq/l și un maxim de 1113 Bq/l. Concentrația medie de radon din apă a fost de 335 Bq/l, pentru granitele Rolesville (52 de fântâni); pentru gnaisele Raleigh (24 de fântâni) concentrația medie a fost de 44 Bq/l; iar pentru rocile metasedimentare și metavulcanice (34 de fântâni), media a fost de 35 Bq/l.

În studiul lui Skeppstrom & Olofsson (2007) au fost determinate concentrații de radon în apa de fântână, care au variat între 100 și 5.000 Bq/l, cu o valoare maximă de 63.560 Bq/l determinată într-o fântână din regiunea Stockholm. În această fântână a fost determinată o concentrație ridicată de uraniu de 445 $\mu\text{g/l}$, astfel ridicând și concentrația de radon din apă. Concentrațiile care depășesc valoarea de 1000 Bq/l au fost observate în rocile cu un conținut scăzut de uraniu (<2 ppm), indicând faptul că apa ar proveni de la o adâncime mai ridicată, unde sunt regăsite pegmatite.

În cazul de față, concentrațiile de activitate de radon din apă nu au depășit valoarea concentrației maxime admise de 100 Bq/l stabilită prin Legea nr. 301 din 2015 (*Legea Nr. 301/2015 Privind Stabilirea Cerințelor de Protecție a Sănătății Populației În Ceea Ce Privește Substanțele Radioactive Din Apa Potabilă*, 2015).

4.5.2. Concentrația de activitate de radu din apă

În **Tabel 18** sunt prezentate concentrațiile de activitate de radu determinate în cele 14 probe de apă prelevate. Cea mai ridicată concentrație de radu ($465 \text{ mBq/l} \pm 394 \text{ mBq/l}$) a fost măsurată în apa unui izvor. Concentrația cea mai scăzută determinată a fost de $143 \text{ mBq/l} \pm 203 \text{ mBq/l}$ în apa unei fântâni.

Tabel 18. Statistica descriptivă pentru concentrația de radu din apă

COD	Tip apă	M.A.*	D.S.	Max.	Min.
1	Apă suprafață	322	137	430	143
2	Apă suprafață	322	137	430	143
3	Apă suprafață	250	137	430	143
4	Apă suprafață	286	202	430	S.L.D.
5	Apă suprafață	357	298	716	S.L.D.
6	Izvor	465	394	859	S.L.D.

COD	Tip apă	M.A.*	D.S.	Max.	Min.
7	Izvor	179	180	430	S.L.D.
8	Apă suprafață	250	214	430	S.L.D.
9	Fântână	358	248	716	143
10	Fântână	321	214	570	143
11	Izvor	286	116	427	143
12	Apă suprafață	250	71	286	143
13	Fântână	143	203	430	S.L.D.
14	Apă suprafață	286	202	430	S.L.D.

*M.A. – media aritmetică (mBq/l), D.S. – deviația standard (mBq/l), Max. – concentrația de radon cea mai ridicată (mBq/l), Min. – concentrația de radon cea mai scăzută (mBq/l), S.L.D. – sub limita de detecție a aparatului

În Fig. 85 se pot observa concentrațiile de activitate de radon pentru fiecare locație grupate în funcție de tipul corpului de apă: izvor, fântână și apă de suprafață. Concentrațiile de radon cele mai ridicate au fost măsurate în izvoare cu o medie aritmetică de 310 mBq/l. Concentrațiile cele mai scăzute au fost determinate în apele fântânilor cu o medie de 274 mBq/l, iar în apele de suprafață a fost determinată o concentrație medie de 290 mBq/l.

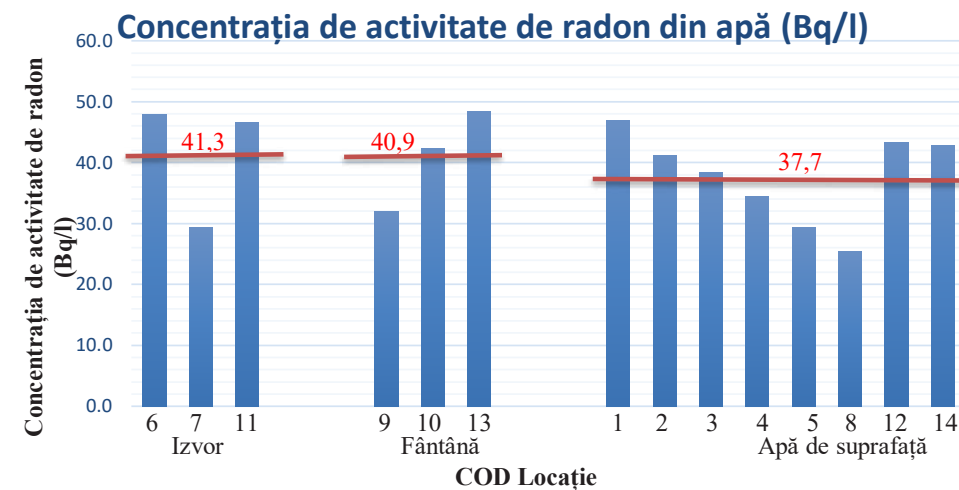


Fig. 85. Concentrația de activitate de radon în cele 14 probe și media aritmetică pentru apa din izvor, fântână și apa de suprafață

Tendința pentru concentrații ridicate atât pentru radon cât și pentru radium doar în apele de izvor. Deși, au fost măsurate concentrații mai ridicate de radon în apele din fântâni (40,9 Bq/l) în comparație cu apele de

suprafață (37,7 Bq/l), concentrațiile de radium au fost ușor mai scăzute în apele din fântâni (274 mBq/l) față de apele de suprafață (290 mBq/l).

În **Tabel 19** și **Fig. 86** sunt prezentate valorile pentru concentrația de radium alături de specificul geologic, respectiv vârsta geologică pentru fiecare loc de prelevare. Se pot observa concentrații ușor crescute pentru apa din izvoare situate în Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană (Cretacic – Paleogen) față de izvorul situat în formațiunea Subseriei micașisturilor cu almandin (Prebaikalian – Precambrian sup.). Pentru apa din fântâni, concentrații de radium mai ridicate au fost găsite în Cuvertura sedimentară Dep. Rusca Montană (1 probă) și Formațiunea Băuțar – Subseria paragnaiselor cu biotit (Prebaikalian – Precambrian sup.) (1 probă). Într-o fântână din Cuvertura sedimentară Dep. Rusca Montană a fost găsită o concentrație de radium scăzută. Explicația pentru această concentrație scăzută ar fi adâncimea fântânii, adâncime de 0,8 – 1 m, termenul de fântână fiind impropriu pus, în realitate fiind un izvor și alături săpat un puț de acumulare a apei. Pentru apele de suprafață concentrațiile de radium sunt relativ grupate în jurul mediei de 290 mBq/l.

Tabel 19. Concentrația de activitate de radium din apă cu specificul geologic și vârsta geologică

Nr. Crt.	Descriere tip apă	Specificul geologic	Vârsta geologică	Concentrația de radium (mBq/l)
1	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Precambrian sup.	322
2	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Precambrian sup.	322
3	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	250
4	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	286
5	Apă supra-față	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	357
6	Izvor	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	465
7	Izvor	Subseria micașisturilor cu almandin	Prebaikalian - Precambrian sup.	179
8	Apă supra-față	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	250
9	Fântână	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	358

Nr. Crt.	Descriere tip apă	Specificul geologic	Vârsta geologică	Concentrația de radu (mBq/l)
10	Fântână	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Băuțar	Prebaikalian - Pre-cambrian sup.	321
11	Izvor	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	286
12	Apă supra-față	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	250
13	Fântână	Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană	Cretacic - Paleogen	143
14	Apă supra-față	Subseria paragnaiselor cu biotit - Formațiunea Voislova	Prebaikalian - Pre-cambrian sup.	286

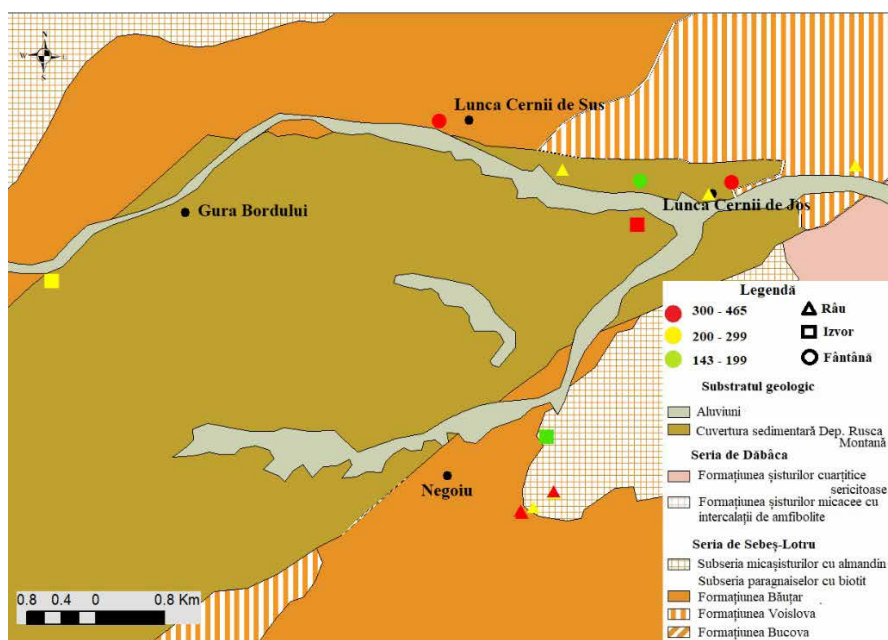


Fig. 86. Localizarea punctelor de prelevare a probelor de apă cu categoria concentrației de radu pe harta geologică

Concentrațiile de activitate de radu din zona Sterminosu (Fig. 87) au fost determinate astfel: în primul punct de prelevare concentrația a fost de 322 mBq/l; o concentrație egală cu cea din primul punct a fost găsită și în al II-lea punct de prelevare (Pârâu 1); în punctul 3 de prelevare (în râul Sterminosul, aval de pârâul 1) a fost găsită o concentrație de radu mai scăzută 250 mBq/l. În proba de apă prelevată din pârâul 2 (punctul 4) a fost determinată o concentrație de 286 mBq/l, iar în cel de-al V-lea punct

de prelevare a fost măsurată concentrația de 357 mBq/l, fiind cea mai mare concentrație de radiu determinată în această zonă.



Fig. 87. Concentrațiile de activitate de radiu în ape de suprafață în zona Sterminosu (mBq/l)

Discuții

Activitatea radiului-226 determinată în acest studiu (media concentrației de radiu din apă = 291 mBq/l) este comparabilă cu studii din România, precum Moldovan, et al. (2014b) unde concentrația de radiu a variat de la 50 la 825 mBq/l, cu o medie de 87 mBq/l, în nord-vestul României. Cea mai ridicată concentrație de radiu a fost determinată în Băița, jud. Bihor. În apa de izvor, concentrația medie a radiului a fost de 98 mBq/l. În apa din fântână, concentrația medie de radiu a fost de 85 mBq/l, iar în apa de la robinet 67 mBq/l. În studiul lui Begy et al. (2022), concentrația de radiu din apa de izvor a variat de la 20 la 1154 mBq/l, cu o medie de 207 mBq/l în județele Covasna și Harghita. Media aritmetică determinată este comparabilă cu media activității de radiu determinată în prezenta lucrare științifică.

În studiul lui Vinson et al. (2009) concentrațiile de radiu, din apa de fântână, sunt semnificativ mai scăzute față de concentrațiile determinate în acest studiu, concentrația medie a activității de radiu fiind doar de 36,9 mBq/l (Carolina de Nord, USA). În studiul lui Stojković et al. (2015) din

Serbia, concentrațiile de radu din apa de fântână au variat de la 32 mBq/l la 180 mBq/l, concentrații net inferioare concentrației medii determinată în studiul de față. Concentrația minimă de radu a fost de 1,5 mBq/l în apa de robinet din Novi Sad.

Concentrațiile de activitate de radu din această lucrare nu depășesc concentrația maximă admisă de 0,5 Bq/l (500 mBq/l) în apa destinată consumului uman stabilită prin Legea nr. 301 din 2015 (*Legea Nr. 301/2015 Privind Stabilirea Cerințelor de Protecție a Sănătății Populației În Ceea Ce Privește Substanțele Radioactive Din Apa Potabilă*, 2015).

5. Concluzii

Zona de studiu a munților Poiana Ruscă este caracterizată printr-un potențial mediu spre crescut al radonului geogen. În total, s-au investigat un minim de 738 de puncte de măsurare în cele 110 locații: în 34 de locații a fost determinat potențialul de radon în 15 puncte de măsurare, iar pentru celelalte locații în număr de 76, potențialul de radon geogen s-a determinat în 3 puncte de măsurare. Din cele 110 locații, în 44 de locații (40%) s-a determinat un potențial ridicat al radonului geogen, 64 de locații (58,2%) au indicat un potențial mediu și doar 2 locații (1,8%) au un potențial scăzut.

După primele 34 de locații unde s-a determinat potențialul de radon în 15 puncte s-a determinat cu ajutorul testelor statistice că nu există nicio diferență semnificativă statistic între 15 și 3 puncte de măsurare per locație. Astfel, în continuarea studiului s-a decis efectuarea a 3 măsurători pentru concentrația de activitate de radon, respectiv a permeabilității solului, reducându-se timpul de măsurare per locație. Reducând timpul de măsurare, s-a putut acoperi mai bine zona de cercetare cu mai multe măsurători.

Concentrațiile activității de radon din zona studiată nu au reflectat o potențială corelație cu substratul geologic. Cele mai ridicate concentrații de radon au fost determinate în Seria de Dăbâca – Formațiunile șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite, respectiv Formațiunea șisturilor cu-artifice sericitoase din Precambrian sup. – Paleozoic inf..

Cele mai scăzute concentrații de radon din sol au fost determinate în Formațiunea Voislova – Subseria paragnaiselor cu biotit din cadrul Seriei de Sebeș-Lotru din grupa de vârstă Prebaikalian – Precambrian sup., dar și în Cuvertura sedimentară Depresiunea Rusca Montană din Cretacic – Paleogen.

Concentrațiile cele mai ridicate de radon au fost determinate în solurile brune luvice, iar cea mai scăzută concentrație de radon a fost atribuită grupei de soluri brune eu-mezobazice și solurile aluviale.

Permeabilitatea solului a zonei de studiu a fost crescută, raportându-ne la media aritmetică. Local, în cadrul Formațiunii șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite, respectiv Formațiunii șisturilor cuarțitice sericitoase, permeabilitatea solului a fost cea mai scăzută din perimetrul zonei de studiu. Însă, după clasificarea permeabilității solului realizată de către Neznal et al. (2004), doar Formațiunea șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite se încadrează în clasa medie a permeabilității solului, Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase indică o permeabilitate crescută. Chiar dacă o singură grupă geologică se află în clasa medie a permeabilității solului, aceasta se află la limita dintre clasa medie și clasa de permeabilitate crescută de $4,0E-12$ m².

Cuaternarul și grupa de vârstă Prabaikalian – Precambrian sup. sunt reprezentate de cele mai ridicate permeabilități ale solului, iar cele mai scăzute au fost măsurate în Precambrian sup. – Paleozoic inf.

Din punct de vedere pedologic, permeabilitatea solului este cea mai scăzută în grupa soluri brune luvice, însă din punct de vedere al clasificării permeabilității, aceasta se încadrează în clasa crescută.

Potențialul de radon geogen nu a variat foarte mult între diferitele substraturi geologice. Astfel, nu a fost determinată nicio corelație între potențialul de radon și geologia, pedologia și topografia zonei de studiu.

Seria de Dăbâca cu Formațiunea șisturilor cuarțitice sericitoase și cea a șisturilor micacee cu intercalații de amfibolite (Precambrian sup. – Paleozoic inf.) indică cel mai ridicat potențial din zona de studiu.

Cele mai scăzute valori ale potențialului de radon geogen au fost determinate în Aluviunile din Cuaternar, potențial care se încadrează într-un risc mediu de radon.

Din punct de vedere pedologic, potențialul de radon geogen este cel mai ridicat în solurile eu-mezobazice, iar valorile cele mai scăzute pentru potențialul de radon au fost găsite pentru solurile brune luvice.

Majoritatea locațiilor unde a fost determinat un potențial ridicat de radon geogen au fost la altitudini cuprinse între 900 și 1000 m. O explicație a potențialului de radon crescut la altitudinile mai mari este distanța mai scăzută de la suprafața solului până la roca de bază. Studiile de specialitate

nu au indicat o posibilă corelație între potențialul de radon geogen și elevația zonei, însă într-un raport al USGS (United States Geological Survey – Serviciul de prospectare geologică al Statelor Unite) este menționat faptul că în zonele de culme potențialul de radon geogen poate să fie crescut din cauza solurilor subțiri, astfel roca de bază fiind mai aproape de suprafața solului din zona respectivă (Otton, 1992).

Există și o excepție, în partea estică a localității Lunca Cernii de Jos potențialul de radon geogen ridicat se regăsește la o altitudine de 700 m. Prin statistica inferențială nu s-a putut determina o corelație între potențialul de radon geogen și elevația zonei de studiu.

Radioactivitatea apei potabile (izvoare și fântâni) din zona cercetată nu este ridicată. Concentrația maximă de radon măsurată în apă (48,4 Bq/l) a fost sub nivelul concentrației maxime admise de radon în apa potabilă (100 Bq/l). Radioactivitatea apei de suprafață (râuri și pârâuri) este crescută (concentrația maximă a radonului din apa de suprafață = 46,9 Bq/l), având concentrații aproximativ egale cu apa din izvoare și fântâni. Pentru România, concentrația de radon din apa de suprafață este foarte ridicată, neexistând alte studii cu astfel de concentrații de radon ridicate. În prezent, nu există o lege care să reglementeze concentrația maximă admisă pentru activitatea radonului din apele de suprafață în România și Uniunea Europeană. Având aceste rezultate, se dorește continuarea studiului mai în detaliu pentru apele din această zonă, atât cele de suprafață, cât și cele destinate consumului uman (izvoare, fântâni).

În prezent nu există o metodă unică de determinare a potențialului de radon geogen. Fiind un domeniu de cercetare la început, fiecare țară din Uniunea Europeană încearcă să dezvolte o hartă a potențialului de radon geogen în funcție de fundamentul geologic după propriile posibilități, cu aparatura existentă și resursa umană disponibilă. Din această cauză, sunt țări care realizează hărți ale concentrației de activitate de radon din sol și nu a potențialului de radon geogen în care este luată în calcul și permeabilitatea solului. Bineînțeles, pentru a calcula cât mai precis un potențial de radon geogen trebuie ținut cont de condițiile meteorologice, umiditatea relativă a solului, dar și de măsurători ale dioxidului de carbon și metan. Aceste două gaze pot să antreneze radonul din sol și să-l aducă la suprafața solului, având rolul de purtător (carrier) al radonului în procesul de convecție care se manifestă în sol.

Direcții viitoare de cercetare

Studiul potențialului de radon geogen este foarte complex. De la conținutul de radioizotopi în roca de bază, granulometria solului, până la condițiile atmosferice, toate acestea pot contribui la variația potențialului de radon geogen. În plus, în unele zone dioxidul de carbon și metanul pot să angreneze radonul geogen spre suprafața solului, astfel modificându-se exhalția de radon din sol.

Un studiu subsecvent, mai elaborat în ceea ce privește potențialul de radon geogen în funcție de substratul geologic, pe lângă concentrația de activitate de radon din sol și permeabilitatea solului, ar putea include:

- Determinarea radioizotopilor de uraniu și radiu;
- Prelevarea datelor meteorologice prin intermediul unei mini-stații meteo;
- Determinarea fluxului de dioxid de carbon, respectiv metan din punctele de prelevare a radonului;
- Determinarea umidității solului la nivelul prelevării probelor de gaz.

Toate acestea au un impact semnificativ asupra concentrației activității de radon din sol. De aceea, se dorește ca pe viitor, într-un proiect de cercetare postdoctorală, să se determine potențialul de radon geogen ținând cont de fluxul dioxidului de carbon, respectiv al metanului, a condițiilor meteorologice și a umidității solului.

Pornind de la concentrațiile de radon ridicate determinate în apele de suprafață, se dorește cercetarea mai detaliată a apelor din zona de studiu al acestei lucrări de doctorat. Această cercetare se va realiza printr-un număr mai crescut de probe prelevate din râurile și pâraiele zonei, dar și printr-o serie de măsurători efectuate lunar, păstrând același punct de prelevare pentru fiecare probă în parte. În plus, se dorește forarea unor puțuri de mică adâncime și la distanțe diferite față de râu/pârâu pentru a analiza variația concentrației de radon din apa freatică (puțuri) și apa de suprafață. Este cunoscut faptul că râul și apa freatică sunt într-o continuă relație de transport al apei (râu cu debit ridicat – râul alimentează acviferul, râu cu debit scăzut – acviferul alimentează râul). Astfel, radonul de poate analiza ca un marker de mediu, studiind circulația apelor freatice.

Referințe bibliografice

- Agricola, G. (1556). *De Re Metallica*. Traducere în engleză de H.C. and L.H. Hoover în 1950: Vol. Libri IV, Basle. Dover Publications.
- Alharbi, W. R., & Abbady, A. G. E. (2013). Measurement of radon concentrations in soil and the extent of their impact on the environment from Al-Qassim, Saudi Arabia. *Natural Science*, 05(01), 93–98. <https://doi.org/10.4236/ns.2013.51015>
- Alonso, H., Rubiano, J. G., Guerra, J. G., Arnedo, M. A., Tejera, A., & Martel, P. (2019). Assessment of radon risk areas in the Eastern Canary Islands using soil radon gas concentration and gas permeability of soils. *Science of the Total Environment*, 664, 449–460. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.411>
- Ameon, R. (2003). Le radon dans les stations thermales: une source d'exposition aux rayonnements ionisants. *Radioprotection*, 38(2), 201–215.
- Appleton, J. D. (2007). Radon: Sources, Health Risks, and Hazard Mapping. *Ambio*, 36(1), 85–89.
- Atanasiu, G. (1977). Opere alese. Ed. Academiei.
- Balintoni, I. (1997). Geotectonica terenurilor metamorfice din România. Ed. Carpatia.
- Barnet, I., Pacherova, P., Neznal, M., & Neznal, M. (2008). Radon in Geological Environment - Czech Experiences. *Special Papers No. 19. Czech Geological Survey*.
- Barnet, I., Pacherová, P., Preusse, W., & Stec, B. (2010). Cross-border radon index map 1:100 000 Lausitz - Jizera - Karkonosze - Region (northern part of the Bohemian Massif). *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10), 809–812. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2009.11.009>
- Baskaran, M. (2016). Radon: A Tracer for Geological, Geophysical and Geochemical Studies. Springer. ISBN: 978-3-319-21329-3.
- Begy, R. C., Savin, C. F., Süle, D. K., Nuhanovic, M., Giagias, E., & Kovács, T. (2022). Radiological investigation of natural carbonated spring waters from Eastern

- Carpathians, Romania. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 331(3), 1439–1450. <https://doi.org/10.1007/s10967-022-08195-3>
- Bohicchio, F. (2011). The newest international trend about regulation of indoor radon. *Radiation Protection Dosimetry*, 146(1–3), 2–5. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncr093>
- Bossey, P. (2015). Mapping the Geogen Radon Potential and Estimation of Radon Prone Areas in Germany. *Radiation Emergency Medicine*, 4(2), 13–20. <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/strahlenschutz/28756.htm>
- Bossey, P., Gruber, V., Trevisi, R., Leonardi, F., Ielsch, G., Cinelli, G., Sainz, C., Quindos, L., Pantelic, G., Celikovic, I., Zivanovic, M., Vukanac I., & Krneta Nikolic, J. (2017). *Review and Evaluation of the concepts of the definitions of radon priority areas*.
- Burghel, B., Țenter, A., Cucos, A., Dicu, T., Moldovan, M., Papp, B., Szacsvai, K., Neda, T., Suci, L., Lupulescu, A., Malos, C., Floric, Baci, C., & Sainz, C. (2019). The FIRST large-scale mapping of radon concentration in soil gas and water in Romania. *Science of the Total Environment*, 669, 887–892. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.342>
- Buttafuoco, G., Tallarico, A., & Falcone, G. (2007). Mapping soil gas radon concentration: A comparative study of geostatistical methods. *Environmental Monitoring and Assessment*, 131(1–3), 135–151. <https://doi.org/10.1007/s10661-006-9463-7>
- Buttafuoco, G., Tallarico, A., Falcone, G., & Guagliardi, I. (2010). A geostatistical approach for mapping and uncertainty assessment of geogen radon gas in soil in an area of southern Italy. *Environmental Earth Sciences*, 61(3), 491–505. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0360-6>
- Chalupnik, S., & Wysocka, M. (2003). Measurement of Radon Exhalation from Soil - Development of the Method and Preliminary Results. *Journal of Mining Science*, 39(2), 191–198. <https://doi.org/10.1023/B:JOMI.0000008467.53630.09>
- Charles, M. (2001). UNSCEAR Report 2000: Sources and Effects of Ionizing Radiation. *Journal of Radiological Protection*, 21(1), 83–85. <https://doi.org/10.1088/0952-4746/21/1/609>
- Cinelli, G., Tollefsen, T., Bossey, P., Gruber, V., Bogucarskis, K., De Felice, L., & De Cort, M. (2019). Digital version of the European Atlas of natural radiation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 196, 240–252. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.02.008>
- Cinelli, G., Tositti, L., Capaccioni, B., Brattich, E., & Mostacci, D. (2015). Soil gas radon assessment and development of a radon risk map in Bolsena, Central Italy. *Environmental Geochemistry and Health*, 37(2), 305–319. <https://doi.org/10.1007/s10653-014-9649-9>

- Ciotoli, G., Lombardi, S., & Annunziatellis, A. (2007). Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino Plain, central Italy. *Journal of Geophysical Research*, 112(B5), B05407. <https://doi.org/10.1029/2005JB004044>
- Ciotoli, G., Voltaggio, M., Tuccimei, P., Soligo, M., Pasculli, A., Beaubien, S. E., & Bigi, S. (2017). Geographically weighted regression and geostatistical techniques to construct the geogen radon potential map of the Lazio region: A methodological proposal for the European Atlas of Natural Radiation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 355–375. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.05.010>
- Clavensjö, B., & Åkerblom, G. (1994). The Radon Book - Measures against radon. *The Swedish Council for Building Research*, Ljunglöfs Offset AB. ISBN 91-540-5407-9.
- Codarcea, A., Dimitrescu, R., Gherasi, N., Mureșan, M., Mureșan, G., Krautner, H., Krautner, F., Lupu, M., Marinescu, F., Savu, H., & Arghir-Drăgulescu, A. (1968). *Harta Geologică a Republicii Socialiste România, Scara 1:200.000, L-34-XXIII 25, Deva*. Comitetul de Stat pentru Geologie. Institutul Geologic.
- Corbett, D. R., Burnett, W. C., Cable, P. H., & Clark, S. B. (1997). Radon tracing of groundwater input into Par Pond, Savannah River Site. *Journal of Hydrology*, 203(1–4), 209–227. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00103-0)
- Cosma, C., & Baci, C. (2002). Dinamica Radonului. In *Municipiul Cluj-Napoca și zona periurbană - Studii ambientale*. Ed. Accent.
- Cosma, C., Cucos, A., Papp, B., Begy, R., Dicu, T., Moldovan, M., Truță, L. A., Niță, D. C., Burghel, B. D., Suciu, L., & Sainz, C. (2013c). Radon and remediation measures near Băița-Ștei old uranium mine (Romania). *Acta Geophysica*, 61(4), 859–875. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0110-8>
- Cosma, C., Cucos (Dinu), A., & Dicu, T. (2013a). Preliminary results regarding the first map of residential radon in some regions in Romania. *Radiation Protection Dosimetry*, 155(3), 343–350. <https://doi.org/10.1093/rpd/nct015>
- Cosma, C., Cucos-Dinu, A., Papp, B., Begy, R., & Sainz, C. (2013b). Soil and building material as main sources of indoor radon in Băița-Ștei radon prone area (Romania). *Journal of Environmental Radioactivity*, 116, 174–179. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.09.006>
- Cosma, C., & Jurcuț, T. (1996). Radonul și mediul înconjurător. Ed. Dacia.
- Cosma, C., Moldovan, M., Dicu, T., & Kovacs, T. (2008). Radon in water from Transylvania (Romania). *Radiation Measurements*, 43(8), 1423–1428. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.05.001>
- Cosma, C., Papp, B., Moldovan, M., Cosma, V., Cindea, C., Suciu, L., & Apostu, A. (2010). Measurement of radon potential from soil using a special method of

- sampling. *Acta Geophysica*, 58(5), 947–956. <https://doi.org/10.2478/s11600-010-0039-0>
- Darby, S., Hill, D., Auvinen, A., Barros-Dios, J. M., Baysson, H., Bochicchio, F., Deo, H., Falk, R., Forastiere, F., Hakama, M., Heid, I., Kreienbrock, L., Kreuzer, M., Lagarde, F., Mäkeläinen, I., Muirhead, C., Oberaigner, W., Pershagen, G., Ruano-Ravina, A., ... Doll, R. (2005). Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies. *BMJ*, 330(7485), 223. <https://doi.org/10.1136/bmj.38308.477650.63>
- Darby, S., Hill, D., Deo, H., Auvinen, A., Barros-Dios, J. M., Baysson, H., Bochicchio, F., Falk, R., Farchi, S., Figueiras, A., Hakama, M., Heid, I., Hunter, N., Kreienbrock, L., Kreuzer, M., Lagarde, F., Mäkeläinen, I., Muirhead, C., Oberaigner, W., ... Doll, R. (2006). Residential radon and lung cancer--detailed results of a collaborative analysis of individual data on 7148 persons with lung cancer and 14,208 persons without lung cancer from 13 epidemiologic studies in Europe. *Scandinavian Journal of Work, Environment & Health*, 32(1), 1–83.
- De Cort, M. (2010). Advances in Radon Mapping. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10), 785. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2010.04.011>
- Dincă, A. (1977). *Geologia Bazinului Rusca Montană. Partea de vest*. 99–173.
- Dogjani, S., Muceku, Y., & Lazo, P. (2017). Evaluation of Radon Concentration in the Urban Area Foundation of Tirana, Albania. *Periodica Polytechnica Chemical Engineering*, 62(2), 236. <https://doi.org/10.3311/PPch.9972>
- Dolha, M., Timar-Gabor, A., Dicu, T., & Cosma, C. (2017). MEASUREMENTS OF TERRESTRIAL GAMMA DOSE RATES AND RADON CONCENTRATIONS FROM INDOOR AIR AND WATER IN TRANSYLVANIA REGION. In *Romanian Reports in Physics* (Vol. 69).
- Dubois, G., & Bossew, P. (2006). *From Babel to the round table of Camelot: On setting up a common language and objective for European radon risk mapping. Part. I. Radon risk maps, different maps for different purposes*.
- Dubois, G., Bossew, P., Tollefsen, T., & De Cort, M. (2010). First steps towards a European atlas of natural radiation: status of the European indoor radon map. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10), 786–798. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2010.03.007>
- DURRIDGE. (2020). *Manual de utilizare: RAD H2O - Radon in water accessory for the RAD7*.
- Eisenbud, M., & Gesell, T. (1997). *From Natural, Industrial, and Military Sources. Environmental Radioactivity* (Academic Press), 4.
- Elío, J., Crowley, Q., Scanlon, R., Hodgson, J., & Long, S. (2019). Rapid radon potential classification using soil-gas radon measurements in the Cooley Peninsula,

- County Louth, Ireland. *Environmental Earth Sciences*, 78(12). <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8339-4>
- Engelbrecht, R. (2012). Environmental Radioactivity Monitoring. In *L'Annunziata. Handbook of Radioactivity Analysis* (3rd ed., pp. 695–726).
- ENHIS. (2009). *Estimated annual mean of radon levels in dwellings and proportion of dwelling with levels above 200 Bq m⁻³ and 400 Bq m⁻³*.
- EPA. (1991). *Radionuclides in Drinking Water Factsheet*.
- EPA. (2003). *U.S. Environment Protection Agency - Assessment of Risk from radon in homes*.
- ESRI. (2022). *ESRI Software*. ESRI. <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/overview>
- Council Directive 2013/59/Euratom of 5 December 2013 laying down basic safety standards for protection against the dangers arising from exposure to ionising radiation, and repealing Directives 89/618/Euratom, 90/641/Euratom, 96/29/Euratom, 97/43/Euratom, (2013).
- Feliu, M. D. (2022). Improving the use of radium isotopes and radon as tracers of submarine groundwater discharge. Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals.
- Fernández, A., Sainz, C., Celaya, S., Quindós, L., Rábago, D., & Fuente, I. (2021). A New Methodology for Defining Radon Priority Areas in Spain. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 18(3), 1352. <https://doi.org/10.3390/ijerph18031352>
- Florică, Ș., Burghel, B. D., Bican-Brișan, N., Begy, R., Codrea, V., Cucos, A., Catalina, T., Dicu, T., Dobrei, G., Istrate, A., Lupulescu, A., Moldovan, M., Niță, D., Papp, B., Pap, I., Szacsvai, K., Tenter, A., Sferle, T., & Sainz, C. (2020). The path from geology to indoor radon. *Environmental Geochemistry and Health*, 42(9), 2655–2665. <https://doi.org/10.1007/s10653-019-00496-z>
- Frame, P. (1991). Natural Radioactivity in Curative Devices and Spas. *Health Physics*, 61(6), 80–82.
- Friedmann, H., Baumgartner, A., Bernreiter, M., Gräser, J., Gruber, V., Kabrt, F., Kaineder, H., Maringer, F. J., Ringer, W., Seidel, C., & Wurm, G. (2017). Indoor radon, geogen radon surrogates and geology – Investigations on their correlation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 382–389. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.04.028>
- Galán López, M., Martín Sánchez, A., & Gómez Escobar, V. (2004). Application of ultra-low level liquid scintillation to the determination of ²²²Rn in groundwater. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 261(3), 631–636. <https://doi.org/10.1023/B:JRNC.0000037106.78880.d0>

- Gherasi, N., Mureșan, M., Lupu, M., Stancu, J., & Savu, H. (1968). *Harta solurilor României, Scara 1:200.000, L-34-XVII 25, Deva*. Institutul Geologic.
- Ciotoli, G., Sciarra, A., Ruggiero, L., Annunziatellis, A. & Bigi, S. (2016). Soil gas geochemical behaviour across buried and exposed faults during the 24 august 2016 central Italy earthquake. *Annals of Geophysics*, 59. <https://doi.org/10.4401/ag-7242>
- Giustini, F., Ciotoli, G., Rinaldini, A., Ruggiero, L., & Voltaggio, M. (2019). Mapping the geogen radon potential and radon risk by using Empirical Bayesian Kriging regression: A case study from a volcanic area of central Italy. *Science of the Total Environment*, 661, 449–464. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.146>
- Giustini, F., Ruggiero, L., Sciarra, A., Beaubien, S. E., Graziani, S., Galli, G., Pizzino, L., Tartarello, M. C., Lucchetti, C., Sirianni, P., Tuccimei, P., Voltaggio, M., Bigi, S., & Ciotoli, G. (2022). Radon Hazard in Central Italy: Comparison among Areas with Different Geogen Radon Potential. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 19(2). <https://doi.org/10.3390/ijerph19020666>
- GraphPad. (2022). *Prism - GraphPad*. <https://www.graphpad.com/scientific-software/prism/>
- Gruber, V., Baumgartner, A., Seidel, C., & Maringer, F. J. (2008). Radon risk in Alpine regions in Austria: risk assessment as a settlement planning strategy. *Radiation Protection Dosimetry*, 130(1), 88–91. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncn135>
- Gruber, V., Bossew, P., De Cort, M., & Tollefsen, T. (2013). The European map of the geogen radon potential. *Journal of Radiological Protection*, 33(1), 51–60. <https://doi.org/10.1088/0952-4746/33/1/51>
- Hess, C., Vietti, M., Lachapelle, E., & Guillemette, J. (1990). Radon transferred from drinking water into house air. In *Radon, radium and uranium in drinking water* (pp. 51–67). Lewis Publishers.
- IARC. (1988). *Monographs on the Evaluation of the Carcinogenic Risks to Humans*.
- Ielsch, G., Cushing, M. E., Combes, P., & Cuney, M. (2010). Mapping of the geogen radon potential in France to improve radon risk management: Methodology and first application to region Bourgogne. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10), 813–820. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2010.04.006>
- Jacobi, W. (1993). The history of the radon problem in mines and homes. *Annals of the ICRP*, 23(2), 39–45. [https://doi.org/10.1016/0146-6453\(93\)90012-W](https://doi.org/10.1016/0146-6453(93)90012-W)
- JRC. (2020). *European atlas of natural radiation* (G. Cinelli, M. De Cort, & T. Tollefsen, Eds.). Publications Office of the European Union. <https://data.europa.eu/doi/10.2760/46388>.

- JRC. (2022, February 1). *Radiological Maps - European Commission*. Joint Research Centre. <https://remap.jrc.ec.europa.eu/Atlas.aspx>
- Kemski, J., Klingel, R., & Siehl, A. (1996). Classification and mapping of radon-affected areas in Germany. *Environment International*, 22, 789–798. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(96\)00185-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(96)00185-7)
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., & Stegemann, R. (2005). Radon transfer from ground to houses and prediction of indoor radon in Germany based on geological information. *Radioactivity in the Environment*, 7(C), 820–832. [https://doi.org/10.1016/S1569-4860\(04\)07103-7](https://doi.org/10.1016/S1569-4860(04)07103-7)
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego B.A., Kemski, M., & Veerhoff, K. &. (2001). Mapping the geogen radon potential in Germany. *The Science of the Total Environment*, 272.
- Kessongo, J., Bahu, Y., Inácio, M., Peralta, L., & Soares, S. (2020). Radon concentration potential in Bibala municipality water: Consequences for public consumption. *Radiation Physics and Chemistry*, 173. <https://doi.org/10.1016/j.radphyschem.2020.108951>
- Kikaj, D., Jeran, Z., Bahtijari, M., & Stegnar, P. (2016). Radon in soil gas in Kosovo. *Journal of Environmental Radioactivity*, 164, 245–252. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.07.037>
- King, C., & Minissale, A. (1994). Seasonal variability of soil-gas radon concentration in central California. *Radiation Measurements*, 23(4), 683–692.
- Kobal, I., & Renier, A. (1987). Radioactivity of the atomic spa at Podcetrtek, Slovenia, Yugoslavia. *Health Physics*, 53, 307–310.
- Kojima, S., Cuttler, J. M., Inoguchi, K., Yoroazu, K., Horii, T., Shimura, N., Koga, H., & Murata, A. (2019). Radon Therapy Is Very Promising as a Primary or an Adjuvant Treatment for Different Types of Cancers: 4 Case Reports. *Dose-Response*, 17(2), 155932581985316. <https://doi.org/10.1177/1559325819853163>
- Kolmogorov, A. (1933). *Foundations of Probability Theory*. Julius Springer.
- Koo, T. K., & Li, M. Y. (2016). A Guideline of Selecting and Reporting Intraclass Correlation Coefficients for Reliability Research. *Journal of Chiropractic Medicine*, 15(2), 155–163. <https://doi.org/10.1016/j.jcm.2016.02.012>
- Kovach, E. M. (1945). Meteorological influences upon the radon-content of soil-gas. *Transactions, American Geophysical Union*, 26(2), 241. <https://doi.org/10.1029/TR026i002p00241>
- Kraner, H., Schoeder, G., & Evans, R. (1964). Measurements of the effects of atmospheric variables on radon 222 flux and soil gas concentrations. In *The natural radiation environment* (Vol. 3, pp. 191–215). University of Chicago Press.
- Krautner, H. (1984). *Munții noștri: Poiana Ruscă*. Ed. Sport-Turism.

- Kropat, G., Bochud, F., Murith, C., Palacios (Gruson), M., & Baechler, S. (2017). Modeling of geogen radon in Switzerland based on ordered logistic regression. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 376–381. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.06.007>
- Kunovska, B., Ivanova, K., Stojanovska, Z., Vuchkov, D., & Zaneva, N. (2013). Measurements of radon concentration in soil gas of urban areas, Bulgaria. *Romanian Journal of Physics*, 58(P), 172–179.
- Kuske, T., Kerker, S., Breckow, J., Lehné, R., Laupenmühlen, T., & Jedmowski, L. (2020). Radon soil-gas measurement campaign in Hessen: an approach to identifying areas with enhanced geogen radon. *Nukleonika*, 65(2), 139–144. <https://doi.org/10.2478/nuka-2020-0022>
- Lawrence, E., Poeter, E., & Wanty, R. (1991). Geohydrologic, geochemical, and geologic controls on the occurrence of radon in ground water near Conifer, Colorado, USA. *Journal of Hydrology*, 127(1–4), 367–386. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90123-Y](https://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90123-Y)
- Lucchetti, C., Briganti, A., Semenza, D., Castelluccio, M., Galli, G., Soligo, M., & Tuccimei, P. (2019). Testing the radon-in-water probe set-up for the measurement of radon in water bodies. *Radiation Measurements*, 128. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2019.106179>
- Lupulescu, A., Baciuc, C., Dicu, T., Burghel, B.-D., & Cucos, A. L. (2023). Determining the Geogenic Radon Potential in Different Layouts and Numbers of Points. *Atmosphere*, 14(4), 713. <https://doi.org/10.3390/atmos14040713>
- Lupulescu, A., Dicu, T., Papp, B., & Cucos, A. (2018). Determination of the Monthly Variation of Radon Activity Concentration in Soil. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Ambientum*, 63(1), 49–59. <https://doi.org/10.24193/subbambientum.2018.1.05>
- Maier, O., & Lupu, M. (1979). *Harta geologică Republica Socialistă România, Scara 1:50.000, foaia 105a, Băuțar*. Institutul de Geologie și Geofizică.
- Maier, O., Solomon, I., Zimmermann, P., & Zimmermann, V. (1975). Studiul geologic și petrografic al cristalinelor din partea sudică a Munților Poiana Ruscă. *Anuarul Institutului Geologic Și Geofizic, XLIII*, 65–189.
- Mamulea, A. (1952). Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană - Lunca Cernii: Ședința din 21 martie 1952. *Dări de Seamă Ale Ședințelor*, 39, 172–178.
- Manohar, S. N., Meijer, H. A. J., & Herber, M. A. (2013). Radon flux maps for the Netherlands and Europe using terrestrial gamma radiation derived from soil radionuclides. *Atmospheric Environment*, 81, 399–412. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.09.005>
- Mas, J. L., Velázquez, L. M., & Hurtado-Bermúdez, S. J. (2021). Optimization of AlphaGUARD AquaKIT set-up for analysis of radon in water using

- stainless-steel bottles and its validation through IAEA standard samples. *Radiation Measurements*, 142. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2021.106545>
- Mattia, M., Tuccimei, P., Soligo, M., & Carusi, C. (2020). Radon as a Natural Tracer for Monitoring NAPL Groundwater Contamination. *Water*, 12(12), 3327. <https://doi.org/10.3390/w12123327>
- Mazur, J., Guguła, S., Danyłec, K., Kozak, K., & Grządziel, D. (2017). Radon in water standard samples for intercomparison experiments. *Radiation Measurements*, 107, 80–86. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2017.09.010>
- Mikšová, J., & Barnet, I. (2002). Geological support to the national radon programme (Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 77(1), 13–22.
- Mojzeš, A., Marko, F., Porubčanová, B., & Bartošová, A. (2017). Radon measurements in an area of tectonic zone: A case study in Central Slovakia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 278–288. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.08.012>
- Moldovan, M., Benea, V., Niță, D. C., Papp, B., Burghel, B. D., Bican-Brișan, N., & Cosma, C. (2014b). Radon and radium concentration in water from north-west of Romania and the estimated doses. *Radiation Protection Dosimetry*, 162(1–2), 96–100. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncu230>
- Moldovan, M. C., Burghel, B. D., Roba, C. A., Sferle, T. L., Buterez, C., & Mitrofan, H. (2017). THE GEOGEN RADON POTENTIAL MAP OF THE ASPIRING ‘BUZĂU LAND’ GEOPARK. *Radiation Protection Dosimetry*, 177(1–2), 173–175. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncx143>
- Moldovan, M., Niță, D. C., Cucos-dinu, A., Dicu, T., Bican-brișan, N., & Cosma, C. (2014a). Radon concentration in drinking water and supplementary exposure in Băița-Ștei Mining area, Bihor county (Romania). *Radiation Protection Dosimetry*, 158(4), 447–452. <https://doi.org/10.1093/rpd/nct258>
- Legea nr. 301/2015 privind stabilirea cerințelor de protecție a sănătății populației în ceea ce privește substanțele radioactive din apa potabilă, (2015) (Monitorul Oficial).
- HG 526/2018 - Planul Național de Acțiune la Radon, (2018) (Monitorul Oficial).
- Moreno, V., Bach, J., Zarroca, M., Font, L., Roqué, C., & Linares, R. (2018). Characterization of radon levels in soil and groundwater in the North Maladeta Fault area (Central Pyrenees) and their effects on indoor radon concentration in a thermal spa. *Journal of Environmental Radioactivity*, 189, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2018.03.001>
- Nazaroff, W., & Nero, A. (1988). *Radon and its decay products in indoor air*. John Wiley and Sons.
- Nero, A. (1989). Earth, air, radon and home. *Physics Today*, 42, 32–39.

- Nero, A., Gadgil, A., Nazaroff, W., & Revzan, K. (1990). Indoor radon and decay products: concentrations, causes and control strategies. *Lawrence Berkeley Laboratory. Technical Report. LBL-27798*.
- Neznal, M., Neznal, M., Matolin, M., Barnet, I., & Miksova, J. (2004). *The new method for assessing the radon risk of building sites*. Czech Geological Survey.
- Neznal, M., Neznal, M., & Smarda, J. (1994). Variability of radon with depth in various soil profiles. In *Radon Investigations in the Czech Republic* (Vol. 5, pp. 55–61). Czech Geological Survey.
- Neznal, M., Sokol, A., & Thomas, J. (1996). Radon contamination of natural gas in a storage cavern. *Environment International*, 22, 425–427. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(96\)00141-9](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(96)00141-9)
- Niță, D. C., Cosma, C., Moldovan, M., & Papp, B. (2010). Măsurători de radon în sol în zona Clujului. *Ecoterra*, 24, 10–11.
- Nita, D. C., Moldovan, M., Sferle, T., Ona, V. D., & Burghele, B. D. (2013). RADON CONCENTRATIONS IN WATER AND INDOOR AIR IN NORTH-WEST REGIONS OF ROMANIA *. *Romanian Journal of Physics*, 58, 196–201.
- Niță, D., Cosma, C., Papp, B., & Moldovan, M. (2009). Soil radon measurements in Cluj-Napoca (Romania). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Physica*, LIV, 1, 100–106.
- Oliver, M. A., & Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(3), 313–332. <https://doi.org/10.1080/02693799008941549>
- Otton, J. K. (1992). *The Geology of Radon*. USGS Report, USA.
- Papp, B., Szakacs, A., Neda, T., Papp, SZ., & Cosma, C. (2010). Soil radon and thoron studies near the mofettes at Harghita Bai (Romania) and their relation to the field location of fault zones. *Geofluids*, 10(4), 586–593. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00318.x>
- Pásztor, L., Szabó, K. Z., Szatmári, G., Laborczi, A., & Horváth, Á. (2016). Mapping geogen radon potential by regression kriging. *Science of the Total Environment*, 544, 883–891. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.175>
- Pereira, A. J. S. C., Godinho, M. M., & Neves, L. J. P. F. (2010). On the influence of faulting on small-scale soil-gas radon variability: a case study in the Iberian Uranium Province. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(10), 875–882. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2010.05.014>
- Petersell, V., Åkerblom, G., Ek, B. M., Enel, M., Möttus, V., & Täht, K. (2005). *Radon risk map of Estonia*.
- Petersell, V., Täht-Kok, K., Karimov, M., Milvek, H., Nirgi, S., Raha, M., & Saarik, K. (2017). Radon in the soil air of Estonia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 235–241. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.08.004>

- Planinić, J., Vuković, B., Radolić, V., & Stanić, D. (2002). Radon in soil and homes of Osijek. *European IRPA Congress*. ISBN 88-88648-09-7, 37(48).
- Prichard, H. (1987). The Transfer of Radon from Domestic Water to Indoor Air. *Journal AWWA*, 79(4), 159–161.
- Prichard, H. M., & Gesell, T. F. (1977). Rapid Measurements of ^{222}Rn Concentrations in Water With a Commercial Liquid Scintillation Counter. *Health Physics*, 33(6), 577–581. <https://doi.org/10.1097/00004032-197712000-00008>
- Przylibski, T. A., Mamont-Cieśla, K., Kusyk, M., Dorda, J., & Kozłowska, B. (2004). Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, 75(2), 193–209. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2003.12.004>
- Quindos Poncela, L. S., Sainz Fernandez, C., Fuente Merino, I., Gutierrez Villanueva, J. L., & Gonzalez Diez, A. (2013). The use of radon as tracer in environmental sciences. *Acta Geophysica*, 61(4), 848–858. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0119-z>
- Ruppert, D. (2004). *Statistics and Finance: An Introduction*. Springer Science and Business Media.
- Sainz Fernández, C., Quindós Poncela, L. S., Fernández Villar, A., Fuente Merino, I., Gutierrez-Villanueva, J. L., Celaya González, S., Quindós López, L., Quindós López, J., Fernández, E., Remondo Tejerina, J., Martín Matarranz, J. L., & García Talavera, M. (2017). Spanish experience on the design of radon surveys based on the use of geogen information. *Journal of Environmental Radioactivity*, 166, 390–397. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.07.007>
- Șandor, G., Dincă, G., Peic, T., & Stoici, D. (1992). *Proc. of IRPA VIII Congress*. Proc. of IRPA VIII Congress.
- Săndulescu, M. (1984). *Geotectonica României*. Ed. Tehnică.
- Shapiro, S. S., & Wilk, M. B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3–4), 591–611. <https://doi.org/10.1093/biomet/52.3-4.591>
- Sibson, R. (1981). Chapter 2 - Interpolating Multivariate Data. In *A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation* (pp. 21–36). John Wiley & Sons.
- Skeppstrom, K., & Olofsson, B. (2007). Uranium and radon in groundwater. An overview of the problem. *European Water*, 17(18), 51–62.
- Smirnov, N. (1939). *Estimate of deviation between empirical distribution functions in two independent samples* (2nd ed., Vol. 2). Bull. Moscow Univ.
- Soto, J., Fernandez, P. L., Quindos, L. S., & Gomez-Arozamena, J. (1995). Radioactivity in Spanish spas. *Science of the Total Environment*, 162, 187–192.
- Soto, J., & Gomez, J. (1998). Radon Balneology in Spain. *International Environmental Consultancy Newsletter*, 4, 48–55.

- Spaite, P., & Smithson, G. (1992). *Technical and regulatory issues associated with Naturally Occurring Radioactive Materials (NORM) in the gas and oil Industry*. Gas Research Institute.
- SPSS, & www.ibm.com. (2022). *SPSS Statistics* | IBM. <https://www.ibm.com/products/spss-statistics>
- Stegemann, R. (1994). *Assessment of soil-physical parameters for characterization of radon migration* [Msc. thesis]. University of Bonn.
- Stoici, S., & Tătaru, S. (1988). *Uraniul și Thoriul. Seria substanțe minerale utile*. Ed. In Tehnică.
- Stojković, I., Tenjović, B., Nikolov, J., Vesković, M., Mrda, D., & Todorović, N. (2015). Improvement of measuring methods and instrumentation concerning ^{222}Rn determination in drinking waters - RAD7 and LSC technique comparison. *Applied Radiation and Isotopes*, 98, 117–124.
- Swakoń, J., Kozak, K., Paszkowski, M., Gradziński, R., Łoskiewicz, J., Mazur, J., Janik, M., Bogacz, J., Horwacik, T., & Olko, P. (2005). Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area. *Journal of Environmental Radioactivity*, 78(2), 137–149. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2004.04.004>
- Szabó, K. Z., Jordan, G., Horváth, Á., & Szabó, C. (2014). Mapping the geogen radon potential: Methodology and spatial analysis for central Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity*, 129, 107–120. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2013.12.009>
- Tauner, A. (1964). *Radon Migration in the Ground. A Review*. The Natural Radiation Environment.
- Tollefsen, T., Gruber, V., Bossew, P., & De Cort, M. (2011). Status of the European indoor radon map. *Radiation Protection Dosimetry*, 145(2–3), 110–116. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncr072>
- UNSCEAR. (1988). *Sources, effects and risks of ionizing radiation*.
- van der Laan, S., Neubert, R. E. M., & Meijer, H. A. J. (2009). Methane and nitrous oxide emissions in The Netherlands: ambient measurements support the national inventories. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(24), 9369–9379. <https://doi.org/10.5194/acp-9-9369-2009>
- Vinson, D. S., Vengosh, A., Hirschfeld, D., & Dwyer, G. S. (2009). Relationships between radium and radon occurrence and hydrochemistry in fresh groundwater from fractured crystalline rocks, North Carolina (USA). *Chemical Geology*, 260(3–4), 159–171. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.022>
- Voltaggio, M. (2012). Radon progeny in hydrometeors at the earth's surface. *Radiation Protection Dosimetry*, 150(3), 334–341. <https://doi.org/10.1093/rpd/ncr402>

- Wang, Y., Zhang, L., Wang, J., & Guo, Q. (2020). Study on an on-site radon-in-water measurement system based on degassing membrane. *Radiation Measurements*, 131. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2019.106231>
- Wanty, R., Lawrence, E., & Gundersen, L. (1992). A theoretical model for the flux of radon from rock to ground water. In *Geologic Controls on Radon*. The Geological Society of America.
- Wanty, R., & Nordstrom, D. (1993). Natural Radionuclides. In *Regional Ground-Water Quality*. Van Nostrand Reinhold.
- Watson, D. F., & Philip, G. M. (1985). A Refinement of Inverse Distance Weighted Interpolation. *Geoprocessing*, 2, 315–327.
- Weast, R., & Astle, M. (1979). *Handbook of Chemistry and Physics*. Chemical Rubler Publishing Co.
- www.arcgis.com. (2023, January 23). *www.arcgis.com*.
- www.radon.eu. (2022). *Equipment * RADON.eu*. <https://radon.eu/rm2.html>
- www.smartradon.ro. (2023). *SMART-RAD-EN - Home*. <https://www.smartradon.ro/>
- Wysocka, M. (2016). Radon problems in mining and post-mining areas in Upper Silesia region, Poland. *Nukleonika*, 61(3), 307–313. <https://doi.org/10.1515/nuka-2016-0051>

Anexe

Anexa 1

**Datele privind cuartila 3 pentru concentrația de activitate de radon
și permeabilitatea solului și potențialul de radon geogen**

Nr. Crt.	Latitudine Nordică	Longitudine Estică	Cuartila 3 Radon (kBq/m ³)	Cuartila 3 Permeabilitate (m ²)	Potențialul de radon
1	45,656300	22,70700	60,5	1,72E-12	34
2	45,654773	22,74620	36,6	2,81E-12	23
3	45,67642	22,55965	37,9	6,69E-12	31
4	45,610473	22,502776	64,7	6,70E-12	54
5	45,612676	22,506180	80,6	2,26E-11	123
6	45,616400	22,507650	52,3	5,64E-12	41
7	45,618930	22,510010	26,0	1,58E-12	14
8	45,64444	22,54478	67,0	1,01E-11	66
9	45,63427	22,52622	30,1	4,19E-12	21
10	45,60964	22,5034	22,7	1,86E-11	30
11	45,666358	22,695818	24,8	2,07E-11	35
12	45,639178	22,622111	43,5	1,89E-12	25
13	45,636646	22,603574	26,7	1,72E-12	15
14	45,649440	22,658690	16,7	1,09E-11	16
15	45,6317	22,60374	48,1	9,72E-12	46
16	45,65427	22,59663	20,5	2,71E-11	34
17	45,62232	22,63887	23,7	7,32E-12	20
18	45,637212	22,597814	30,3	1,07E-11	30
19	45,636087	22,597561	27,7	8,14E-12	25

Nr. Crt.	Latitudine Nordică	Longitudine Estică	Cuartila 3 Radon (kBq/m ³)	Cuartila 3 Permeabilitate (m ²)	Potențialul de radon
20	45,637982	22,598475	37,3	2,44E-11	59
21	45,635766	22,595559	40,3	5,49E-12	31
22	45,62675	22,58561	30,9	1,19E-11	32
23	45,65057	22,57931	58,6	1,81E-11	78
24	45,631293	22,593065	28,3	8,35E-12	25
25	45,60927	22,58392	67,1	5,12E-13	29
26	45,5944	22,57443	31,2	4,93E-12	23
27	45,603799	22,55025	20,2	1,23E-11	21
28	45,610935	22,564892	35,7	2,07E-11	51
29	45,609251	22,497759	25,8	1,39E-11	29
30	45,609603	22,499866	35,9	1,33E-12	19
31	45,62644	22,5828	23,9	5,37E-12	18
32	45,67942	22,53405	51,4	7,04E-12	44
33	45,68887	22,52596	23,0	4,43E-12	16
34	45,69529	22,56754	26,5	4,86E-12	19
35	45,67574	22,58169	74,9	9,65E-12	73
36	45,674171	22,595237	46,7	2,72E-11	81
37	45,671249	22,60692	65,5	6,74E-12	55
38	45,666285	22,600185	85,2	6,29E-12	70
39	45,661629	22,599595	55,0	7,96E-12	49
40	45,629173	22,577515	79,8	3,16E-12	53
41	45,629613	22,568509	38,4	4,28E-13	16
42	45,633745	22,566768	42,3	1,13E-12	21
43	45,63409	22,548871	22,7	4,36E-12	16
44	45,626827	22,53841	39,8	2,71E-13	15
45	45,63717	22,540554	48,7	1,14E-11	51
46	45,659129	22,607336	44,3	4,88E-12	33
47	45,667618	22,6113	55,0	8,08E-12	49
48	45,655533	22,627522	88,4	1,04E-12	44
49	45,636126	22,481853	54,4	2,72E-11	94
50	45,629479	22,490842	19,2	1,86E-11	25
51	45,62761	22,485355	35,9	3,30E-12	24
52	45,628678	22,49794	28,4	8,96E-12	26
53	45,626662	22,504136	7,8	2,44E-11	11
54	45,686035	22,53676	20,4	1,40E-11	23

Nr. Crt.	Latitudine Nordică	Longitudine Estică	Cuartila 3 Radon (kBq/m ³)	Cuartila 3 Permeabilitate (m ²)	Potențialul de radon
55	45,685283	22,513756	40,9	6,41E-12	33
56	45,683487	22,489875	26,5	8,00E-13	12
57	45,674399	22,484605	34,2	1,84E-12	19
58	45,672207	22,473972	41,5	1,54E-13	14
59	45,621499	22,650317	53,9	5,88E-12	43
60	45,620311	22,657305	38,5	2,06E-12	22
61	45,631275	22,635699	99,1	1,68E-11	127
62	45,636844	22,636122	42,0	1,81E-11	55
63	45,643878	22,646236	82,0	4,16E-12	59
64	45,616462	22,630395	46,3	1,69E-11	59
65	45,610228	22,625426	9,2	2,72E-11	14
66	45,605237	22,617919	37,2	7,50E-12	32
67	45,600944	22,606718	8,7	1,15E-11	8
68	45,596479	22,596772	19,1	3,48E-12	12
69	45,630786	22,611911	24,1	2,47E-13	9
70	45,624441	22,61226	36,5	9,67E-12	35
71	45,618693	22,609551	27,5	2,17E-11	40
72	45,612523	22,610314	37,9	1,51E-12	20
73	45,604867	22,635987	55,1	9,72E-12	53
74	45,589809	22,587856	69,2	3,61E-12	47
75	45,583137	22,580299	14,1	9,67E-12	13
76	45,577371	22,569923	22,1	2,26E-11	33
77	45,575475	22,556844	29,7	9,70E-12	28
78	45,570943	22,539636	91,3	8,60E-12	85
79	45,579365	22,536603	62,9	1,43E-12	34
80	45,585594	22,545161	14,3	6,94E-12	11
81	45,594622	22,555924	65,5	1,19E-12	34
82	45,648767	22,66913	64,1	9,61E-12	62
83	45,65381	22,6943	45,6	9,45E-12	43
84	45,61563	22,583845	70,6	2,56E-13	27
85	45,622681	22,576852	32,7	1,23E-12	17
86	45,607875	22,493288	28,9	1,81E-11	38
87	45,607067	22,466994	52,1	4,33E-12	37
88	45,606699	22,458096	23,3	2,44E-11	36
89	45,605826	22,448083	19,4	2,17E-11	28

Nr. Crt.	Latitudine Nordică	Longitudine Estică	Cuartila 3 Radon (kBq/m ³)	Cuartila 3 Permeabilitate (m ²)	Potențialul de radon
90	45,602275	22,438461	39,9	4,77E-12	29
91	45,600452	22,539287	40,2	2,71E-11	69
92	45,59798	22,528957	36,5	3,81E-12	25
93	45,596945	22,5181	139,0	2,34E-12	85
94	45,659433	22,583953	34,7	1,21E-11	37
95	45,671624	22,571584	84,4	6,42E-12	70
96	45,671597	22,517673	33,5	1,52E-11	40
97	45,67248	22,513695	22,4	2,42E-12	13
98	45,67734	22,520477	41,9	1,32E-11	46
99	45,668936	22,459777	69,5	1,99E-11	98
100	45,623792	22,422145	16,5	6,33E-12	13
101	45,612345	22,436839	15,0	1,99E-11	20
102	45,580927	22,448846	29,7	2,17E-11	43
103	45,573489	22,436374	26,6	2,44E-11	42
104	45,568476	22,486208	30,4	1,29E-12	16
105	45,552412	22,459852	17,6	1,10E-11	17
106	45,576046	22,492138	19,3	1,99E-11	26
107	45,581872	22,514177	51,2	1,99E-11	72
108	45,639373	22,411194	19,2	1,08E-11	19
109	45,621809	22,437374	13,8	1,02E-11	13
110	45,54006	22,557108	54,7	1,81E-11	72



ISBN: 978-606-37-2614-9