

Ressortforschungsberichte zur kerntechnischen Sicherheit und zum Strahlenschutz

Erarbeitung fachlicher Grundlagen zur Beurteilung der Vergleichbarkeit unterschiedlicher Messmethoden zur Bestimmung der Radonbodenluftkonzentration
- Vorhaben 3609S10003

Bd. 2 Sachstandsbericht "Radonmessungen in der Bodenluft - Einflussfaktoren, Messverfahren, Bewertung"

Auftragnehmer:
Kemski & Partner, Beratende Geologen, Bonn

J. Kemski

R. Klingel

A. Siehl

M. Neznal

M. Matolin

Das Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) und im Auftrag des Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS) durchgeführt.

Dieser Band enthält einen Ergebnisbericht eines vom Bundesamt für Strahlenschutz im Rahmen der Ressortforschung des BMU (UFOPLAN) in Auftrag gegebenen Untersuchungsvorhabens. Verantwortlich für den Inhalt sind allein die Autoren. Das BfS übernimmt keine Gewähr für die Richtigkeit, die Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie die Beachtung privater Rechte Dritter. Der Auftraggeber behält sich alle Rechte vor. Insbesondere darf dieser Bericht nur mit seiner Zustimmung ganz oder teilweise vervielfältigt werden.

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der des BfS übereinstimmen.

BfS-RESFOR-63/12-Bd.2

Bitte beziehen Sie sich beim Zitieren dieses Dokumentes immer auf folgende URN:
urn:nbn:de:0221-201203237830

Salzgitter, März 2012

BfS-Forschungsvorhaben 3609S10003

Erarbeitung fachlicher Grundlagen zur Beurteilung der Vergleichbarkeit unterschiedlicher Messmethoden zur Bestimmung der Radonbodenluftkonzentration

Sachstandsbericht

„Radonmessungen in der Bodenluft - Einflussfaktoren, Messverfahren, Bewertung“

Kemski, J.; Klingel, R.; Siehl, A.; Neznal, M.; Neznal, M.; Matolin, M.

Forschungsnehmer: Kemski & Partner
Beratende Geologen
Euskirchener Straße 54
53121 Bonn
Deutschland

unter Mitarbeit von: Radon v.o.s.
Novakovych 6
180 00 Praha 8
Tschechien

Laufzeit: 1.1.2010 – 31.7.2011

Berichtsdatum: 22.9.2011

Der Bericht gibt die Auffassung und Meinung des Auftragnehmers wieder und muss nicht mit der Meinung des Auftraggebers (Bundesminister für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit) übereinstimmen.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	1
2.	Radon im geogenen Untergrund.....	4
2.1.	Emanation	4
2.2.	Migration.....	8
2.3.	Exhalation.....	10
3.	Einflussfaktoren	11
3.1.	Geochemische Parameter	11
3.2.	Bodenphysikalische Parameter.....	13
3.3.	Strukturelle Situation.....	19
3.4.	Einfluss der Geomorphologie.....	26
3.5.	Exogene (meteorologische) Einflüsse.....	26
4.	Bodenluftmessungen	30
4.1.	Einleitung.....	30
4.2.	Lagerstättenexploration	31
4.3.	Tektonik.....	32
4.4.	Erdbebenvorhersage	33
4.5.	Radon in der Bodenluft und in Gebäuden	34
5.	Radonmessungen.....	36
5.1.	Probenahme- und Radonmessverfahren	36
5.2.	Fehlerbetrachtung.....	41
5.3.	Vergleichsmessungen	42
5.4.	Praxisbeispiele für Bodenluftmessungen	50
6.	Messvorschriften und -empfehlungen	55
7.	Variabilität der Radonkonzentration	60
7.1.	Zeitliche Variation	62
7.2.	Beprobungstiefe	73
7.3.	Räumliche Variation.....	74
8.	Bewertung und Schlussfolgerungen	83
9.	Literatur	88

Sachstandsbericht

(22.9.2011)

Radonmessungen in der Bodenluft - Einflussfaktoren, Messverfahren, Bewertung

1. Einleitung

In Deutschland ist das natürlich vorkommende radioaktive Edelgas Radon in den vergangenen ca. 30 Jahren verstärkt in den Fokus der Öffentlichkeit gerückt. Mittlerweile ist es als Innenraumschadstoff anerkannt. Hierfür spielt seine kanzerogene Wirkung die entscheidende Rolle, weil ein Anstieg des Lungenkrebsrisikos durch erhöhte Radonkonzentrationen in Gebäuden eindeutig belegt ist. Nachgewiesenermaßen stellt der geogene Untergrund die Hauptquelle für die Radonkonzentrationen in der Raumluft dar.

Radon wird überall in Böden und Gesteinen aus seinem Mutternuklid Radium – und damit letztendlich aus Uran – nachgebildet. Die Messung der Radonkonzentrationen in der Bodenluft liefert zugleich eine wichtige Kenngröße über die Aktivität der Radonquelle. Forschungen der letzten Jahre haben einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen Bodenluft- und Raumluftkonzentrationen nachgewiesen, wenn die Geologie des Baugrundes sowie Bauweise und Nutzung des Hauses berücksichtigt werden. Aus Bodenluftmessungen lassen sich also unmittelbar Aussagen über eine potenzielle Gesundheitsgefährdung betroffener Bevölkerungsgruppen ableiten.

Unabhängig davon wird Radon bei zahlreichen Fragestellungen im geowissenschaftlichen Bereich genutzt (z.B.: Uranexploration, Erdbebenvorhersage, Nachweis von Wegsamkeiten im Untergrund, Gefährdungskarten). Nicht unerwähnt bleiben soll auch die kontrovers diskutierte Anwendung als Heilmittel in Radonbädern. Die Betrachtung des geogenen Umfeldes erlaubt somit eine Einordnung und Bewertung der Nutzungsmöglichkeiten und des Gefahrenpotenzials dieses Gases.

Alle Untersuchungen haben aber auch gezeigt, dass einzelne Messwerte nur von sehr beschränkter Aussagekraft sind. Erst die Betrachtung statistischer Zusammenhänge auf der Basis mehrerer gezielt erhobener Messungen erlaubt belastbare Bewertungen. So kann es je nach Fragestellung zielführender sein, eine größere Zahl von räumlich und zeitlich verteilten Kurzzeitmessungen durchzuführen und statistisch mit Fehlerbetrachtungen auszuwerten als wenige Langzeitmessungen, die jeweils nur einen Mittelwert mit unbekanntem Fehler liefern.

Die Gegenüberstellung von Kurz- und Langzeitmessungen stellt den messmethodischen Ansatz der praktischen Arbeiten in diesem Forschungsvorhabens dar. Die Vergleichbarkeit bzw. Übertragbarkeit von Resultaten, die mit unterschiedlichen Verfahren ermittelt worden sind, soll untersucht und, wenn möglich, – ggf. auch unter Einbeziehung von Korrekturfaktoren – quantifiziert werden.

Grundlage aller Aussagen bilden stets die Ergebnisse verlässlicher Messungen. Es muss daher gewährleistet sein, dass Messwerte vergleichbar sind, auch bei unterschiedlichen Messmethoden und wechselnden Randbedingungen der Messung.

Im nachfolgenden Sachstandsbericht sollen die Problematik von Radonmessungen in der Bodenluft zusammenfassend dargestellt und der diesbezügliche aktuelle Stand von Wissenschaft und Technik dokumentiert werden. Der Schwerpunkt liegt auf der Beschreibung der Beeinflussung von Messergebnissen der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft durch unterschiedliche Faktoren und die sich daraus ergebenden Konsequenzen für die Probenahme von Bodenluft und die Messung von Radon.

Der Bericht untergliedert sich in mehrere Themenkomplexe, die kapitelweise behandelt werden.

Kapitel 2 enthält eine Einführung in die Entstehung bzw. Bildung von Radon im geogenen Untergrund sowie die Bewegung des Gases in Böden und Gesteinen und seine Freisetzung in die Atmosphäre (Emanation, Migration, Exhalation).

In Kapitel 3 werden Faktoren beschrieben, die Einfluss auf die Höhe der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft haben (z.B.: Geochemie, Bodenphysik, Meteorologie).

Kapitel 4 gibt eine kurze Übersicht zum Thema Bodenluftmessungen, die nicht ausschließlich auf Radon beschränkt ist. Die häufigsten Anwendungen von Radonmessungen im geowissenschaftlichen Bereich werden kurz beschrieben.

Kapitel 5 erläutert ausführlich Probenahme- und Radonmessverfahren und klassifiziert diese.

In Kapitel 6 werden kurz nationale und internationale Regelungen und Bewertungen von Radonmessungen in der Bodenluft aufgelistet.

In Kapitel 7 werden die räumliche und zeitliche Variation der Radonkonzentration in der Bodenluft beschrieben. Hierbei wird auch auf die Resultate von Vergleichsmessungen eingegangen. Arbeiten der Forschungsnehmer werden detaillierter betrachtet.

Kapitel 8 beinhaltet eine zusammenfassende Bewertung der aktuellen Messverfahren von Radon in der Bodenluft. Offene Probleme und ungelöste Fragen werden angesprochen und diskutiert.

Neben Informationen und Daten aus der Fachliteratur flossen die einschlägigen Erfahrungen der beiden Forschungsnehmer in diesen Sachstandsbericht ein.

In der Folgezeit wird der Bericht um die Ergebnisse der Untersuchungen ergänzt, die im Laufe des Forschungsvorhabens durchgeführt werden. In den betreffenden Kapiteln ist dies entsprechend vermerkt. U.a. werden die Messflächen und die eingesetzten Probenahme- und Messverfahren sowie die Resultate der einjährigen Messreihen eingehend beschrieben und bewertet. Daraus resultiert im Kontext mit der laufend ausgewerteten einschlägigen Literatur eine Fortschreibung des aktuellen Kenntnisstandes.

Wird in diesem Bericht von Radon gesprochen, so ist damit stets das Isotop ^{222}Rn aus der ^{238}U -Zerfallsreihe gemeint. Andere Radonisotope werden mit ihren Trivialnamen Thoron (^{220}Rn aus der ^{232}Th -Zerfallsreihe) oder Actinon (^{219}Rn aus der ^{235}U -Zerfallsreihe) benannt.

2. Radon im geogenen Untergrund

In Gesteinen und Böden erfolgt eine ständige Radonneubildung. Die Isotope ^{222}Rn (Radon; Halbwertszeit = 3,8 Tage), ^{220}Rn (Thoron; Halbwertszeit = 55,6 Sekunden) und ^{219}Rn (Actinon; Halbwertszeit = 3,9 Sekunden) werden durch Alpha-Zerfall der Mutternuklide ^{226}Ra der ^{238}U -Reihe, ^{224}Ra der ^{232}Th -Reihe und ^{223}Ra der ^{235}U -Reihe gebildet. Die Radonatome durchlaufen bei ihrem Weg vom Bildungsort in die freie Atmosphäre nach ihrer Entstehung mehrere aufeinanderfolgende Prozesse. Der Austritt aus dem Kristallgitter von Mineralen in den Porenraum des Gesteins oder Bodens wird als Emanation bezeichnet. Durch Migration bewegt sich Radon entlang von Kapillaren, Mikrorissen und im Porenraum der Böden und Gesteine diffusiv oder durch advektiven Transport mit anderen Bodenfluiden. Hierbei spielt die gute Löslichkeit von Radon in Wasser eine wichtige Rolle. Die Migrationsweite von ^{222}Rn ist wegen der Halbwertszeit von 3,8 Tagen am größten, daher kann es in den oberflächennahen Bereich gelangen und vom Baugrund in Gebäude übertreten. Der Vorgang der Freisetzung des Radon aus dem Boden bzw. Festgestein in die Atmosphäre wird als Exhalation bezeichnet.

2.1. Emanation

Unter Emanation versteht man die Radonfreisetzung aus der festen, meist kristallinen Phase der Gesteins- und Bodenmatrix in die fluide Phase, die als Bodenluft und/oder Wasser den Porenraum, Schichtfugen, Mikrorisse und Kluftsysteme erfüllt. Nur ein Teil des aus Radium gebildeten Radon wird freigesetzt. Das Maß für den Anteil der in einem Festkörper gebildeten Radonatome, die diesen auch tatsächlich verlassen, wird als Emanationskoeffizient (auch Emanations- oder Freisetzungsrates, *emanating power*, *emanating fraction*, *escape to production ratio*) bezeichnet (Tanner 1964, 1980). Beim Entweichen eines Radonatoms aus einem Festkörper spielen Rückstoßeffekte beim Alpha-Zerfall und Diffusion die Hauptrolle. Radon wird zum größten Teil aus Radium freigesetzt, das im äußeren Kornbereich eingelagert oder an Kornumkrustungen von Eisenoxiden und -hydroxiden, Tonbestegen auf Mikrorissen und Kluftflächen sowie organischen Bodenpartikeln adsorbiert ist. Von großer Bedeutung ist insofern die Radiumverteilung im Kornverband. Eine Radonfreisetzung aus dem Innern von Mineralkörnern kann nur erfolgen, wenn korninterne Wegsamkeiten vorhanden sind (Abb. 1).

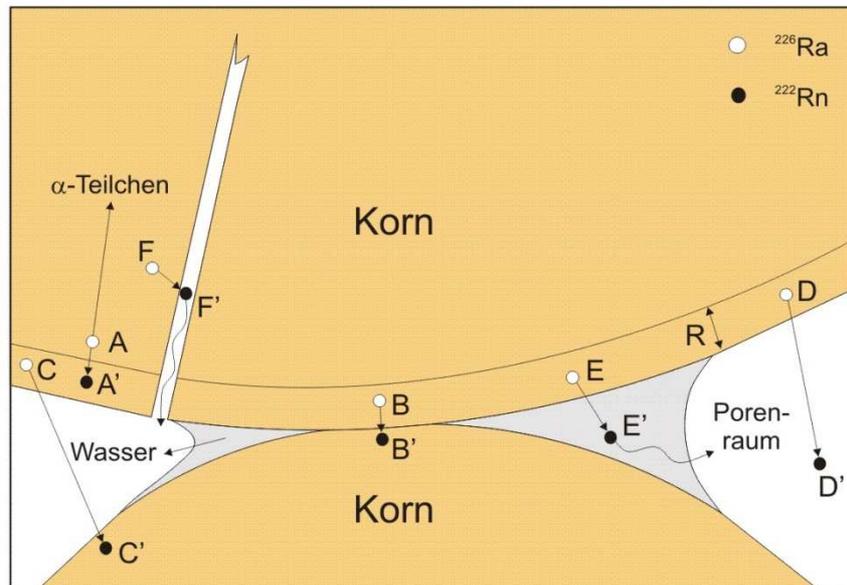


Abb. 1:

Schematische Darstellung der Prozesse bei der Radonfreisetzung (aus Kemski, Klingel & Siehl 1996 b, verändert nach Tanner 1964). Beim Alpha-Zerfall eines Radiumatoms entstehen jeweils ein Alpha-Teilchen (Heliumkern) und ein Radonatom, die sich in entgegengesetzter Richtung voneinander entfernen (Alpha-Teilchen nur im Fall A dargestellt). Der Weg eines neu entstandenen Radonatoms von seinem Entstehungsort X zu seiner Lokalisierung X' ist durch einen Pfeil gekennzeichnet. Die maximale Rückstoßreichweite R ist beispielhaft im oberen Korn markiert. Radonatom, die innerhalb dieser Zone gebildet werden und deren Bewegung in Richtung Porenraum führt, besitzen eine ausreichend hohe kinetische Energie, um das Korn verlassen zu können.

Ein Radonatom gelangt nicht in den luftgefüllten Porenraum, wenn

- das Radiumatom tiefer als die Rückstoßreichweite im Korn liegt (A),
- seine kinetische Energie zwar ausreicht, um das Korn zu verlassen, sein Weg aber unmittelbar in ein benachbartes Mineralkorn führt (B),
- seine kinetische Energie so groß ist, dass es im luftgefüllten Porenraum nicht ausreichend abgebremst wird, diesen durchquert und in das Nachbar-korn eindringt (C).

Dagegen gelangt ein Radonatom in den luftgefüllten Porenraum, wenn

- es im Randbereich des Mineralkorns innerhalb der Rückstoßreichweite entsteht (D),
- sein Rückstoß im Porenwasser abgebremst wird und das Atom von hier in den luftgefüllten Porenraum diffundiert (E),
- es durch Rückstoß in intragranulare Wegsamkeiten gelangt und durch diese in den Porenraum diffundiert (F).

Die freigesetzte Radonmenge muss somit nicht signifikant mit dem Uran- bzw. Radiumgehalt von Böden und Gesteinen korreliert sein, da das Korngefüge und interne Wegsamkeiten eine große Rolle spielen.

Aktuelle Auswertungen entsprechender Daten aus dem Freistaat Sachsen zeigen, dass die Urangehalte der Gesteine bzw. des Unterbodens, jeweils gruppiert nach geologischen Einheiten, signifikant mit den Radonkonzentrationen in der Bodenluft korreliert sind (BfUL Sachsen unveröffentlichter Bericht 2010). Bei ausreichend hoher Datendichte innerhalb einer geologischen Einheit ist damit also statistisch die näherungsweise Ableitung eines geogenen Radonpotenzials der jeweiligen Einheit möglich. Dies gilt jedoch nicht für einzelne Messorte im Feld, weil hier unterschiedliche bodenphysikalische und geochemische Randbedingungen zu stark variierenden Bodenluftmesswerten führen können.

Die Freisetzungsraten von Gesteinen, Böden und Mineralen schwanken aufgrund der oben beschriebenen, wechselnden petrophysikalischen Eigenschaften der jeweiligen Feststoffe in weiten Bereichen: Von 2 % bei unverwitterten, dichten Gesteinen bis zu 70 % bei feinkörnigen Böden (Barretto et al. 1972, Austin 1975, Barretto 1975, Nero & Nazaroff 1984, Rama & Moore 1984, Damkjær & Korsbach 1985, Wilkening 1985, Krishnaswami & Seidemann 1988, Nazaroff & Nero 1988, Surbeck 1988, 1991). Gesteine sind im Allgemeinen schlechte Emanatoren. Freisetzungsraten erreichen selten mehr als 10 bis 15 %, nur in wenigen Fällen bis zu 40 %. Böden haben wesentlich höhere Emanationskoeffizienten, da sich während der Verwitterung durch mechanische Zerkleinerung, Korrosion von Mineralkörnern sowie Neubildung feinkörniger Tonminerale die innere Oberfläche und damit die Wahrscheinlichkeit der Freisetzung von Radon in die volatile Phase vergrößern. Emanationsraten von 30 bis 40 % sind hier keine Seltenheit. Weiterhin können sich Schwerminerale wie Zirkon, Apatit, Monazit und Xenotim mit primär erhöhtem Einbau von Uran und Thorium durch Verwitterungs- und Umlagerungsprozesse in den kleineren Kornfraktionen anreichern. So weisen z.B. die feinkörnigen Verwitterungsprodukte von Sandsteinen und Tonschiefern aus dem Devon der Luxemburger Ardennen um 2- bis 4-fach höhere Emanationskoeffizienten als ihre Ausgangsgesteine auf (Roth 2006).

Abbildung 2 zeigt die Abhängigkeit der Radonfreisetzung von Korngröße sowie Wasser- und Radiumgehalt (Heinrich 1994). Ein unterdevonischer Siltstein weist mit einer spezifischen Radiumaktivität von 30 Bq/kg eine hohe Freisetzungsrate von ca. 25 % bei einer Korngröße < 2 mm auf, ein quartärer Bimstuff dagegen mit 145 Bq/kg nur eine geringen Freisetzungsrate von ca. 5 %. Die Ursache für diese niedrigen Werte liegt in der glasigen, gasdichten Matrix der Tuffe mit Porenräumen, die nicht untereinander verbunden sind und aus denen Radon daher nicht entweichen kann. Die massebezogene Radonfreisetzung als Produkt der spezifischen Radiumaktivität und der Freisetzungsrate (Siltstein: $30 \text{ Bq/kg} \times 0,25 = 7,5 \text{ Bq/kg}$; Bimstuff: $145 \text{ Bq/kg} \times 0,05 = 7,5 \text{ Bq/kg}$) ist somit bei beiden Gesteinen annähernd gleich.

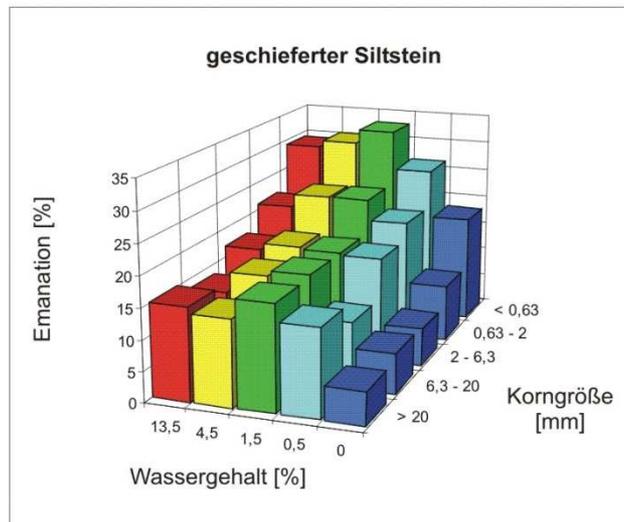
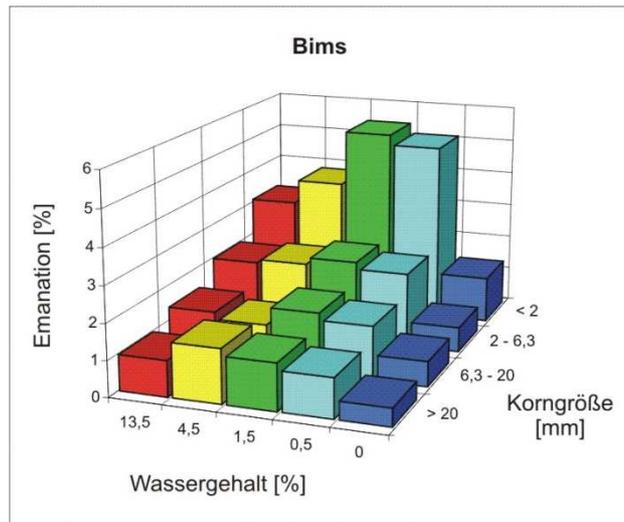


Abb. 2:
Radonemanation von Locker- (Bims) und Festgestein (Siltstein) in Abhängigkeit von Korngröße und Feuchte

Die Anwesenheit von Wasser im Porenraum kann die Radonfreisetzung erhöhen, weil es die kinetische Energie der Radonrückstoßatome absorbiert, so dass diese im Porenwasser verbleiben, aus dem sie in den luftgefüllten Porenraum diffundieren können (Tanner 1980, Strong & Levins 1982, Nazaroff & Nero 1988, Washington & Rose 1992). Mit zunehmender Füllung der Porenräume durch Wasser werden der Anteil der Gasphase immer geringer und die Durchgängigkeit (Konnektivität) der Porenräume durch Menisken unterbrochen. Zwischen trockenem und feuchtem Zustand kann die Emanation bis zum 30-fachen differieren (Stranden, Kolstad & Lind 1984 a, b). Im Beispiel der Abbildung 2 weist die trockene Probe die geringste Freisetzungsrates auf. Bereits bei Wassergehalten von 0,5 % ist eine markante Erhöhung der Emanation zu beobachten. Die Maxima liegen zwischen ca. 2 und 4 % Wassergehalt, darüber erfolgt wegen der beginnenden Füllung der Porenräume mit Wasser eine Abnahme der Emanation. Deutlich zu erkennen ist die Zunahme der Freisetzung mit abnehmender Korngröße, die Maxima liegen jeweils bei den kleinsten Korndurchmessern.

Giletti & Kulp (1955) und Barretto (1975) stellen einen Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Radonfreisetzung von Uranerzen und -mineralen sowie Graniten fest. Mit steigender Temperatur nimmt die Emanation zu, da sich die Beweglichkeit der Radonotope und damit die Diffusion durch mineralinterne Wegsamkeiten erhöht. Eine Zunahme der Emanation gemahlener und getrockneter Bodenproben mit steigender Temperatur beschreiben Iskandar, Yamazawa & Iida (2004). Gleichzeitig kommt es bei höheren Temperaturen auch zur Desorption der Radonotope von Kornoberflächen (Stranden, Kolstad & Lind 1984 a, b; Gan et al. 1986). Bei Temperaturen über 300 °C nimmt die Freisetzung jedoch wieder ab, weil es im Gestein zu Phasenänderungen und Umkristallisationen kommt, in deren Folge sich die Durchlässigkeit verringert.

Eine Zusammenfassung zum Thema Radonemanation und der darauf einflussnehmenden Faktoren mit zahlreichen Daten aus der Literatur geben Sakoda, Ishimori & Yamaoka (2011).

2.2. Migration

Radonmigration ist die Bewegung von Radon durch Gesteine und Böden als Folge von Druck- und Konzentrationsgradienten. Sie wird vorwiegend von bodenphysikalischen und hydrologischen Verhältnissen im Untergrund (Porosität, Klüftung, Permeabilität, Strömungsrichtung von Grundwasser und Bodenluft) bestimmt (Tanner 1964, 1980, Wilkening 1980, 1985, Nazaroff & Nero 1988, Schery et al. 1988 a, b, Kemski, Klingel & Siehl 1996 b). Der vorherrschende Transportmechanismus ist die Diffusion, zu der eine advective Komponente hinzutreten kann. Die Migrationsweite wird durch die Halbwertszeit von Radon und den effektiven Radondiffusionskoeffizienten in den Porenfluiden sowie die Strömungsgeschwindigkeit von Grundwasser und Bodenluft beschränkt.

Der diffusionsbedingte Radonfluss wird durch den Diffusionskoeffizienten D [m^2/s] entsprechend dem 1. Fick'schen Gesetz bestimmt, das den Teilchenfluss durch eine Fläche pro Zeiteinheit beschreibt. Für Gesteine und Böden wird meist ein effektiver Diffusionskoeffizient D^* [m^2/s] verwendet, der die Diffusion durch den für den Transport verfügbaren Porenraum angibt, also Porosität und Wassersättigung im konkreten Fall berücksichtigt (Tanner 1980). Für die meisten Böden liegt D^* im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-7} m^2/s (Nazaroff & Nero 1988).

Einen Vergleichswert für ausschließlich diffusive Radonmigration unter Berücksichtigung der radioaktiven Zerfallskonstante λ_{Rn} [s^{-1}] für Radon stellt die Diffusionsweite l [m] dar:

$$l = \sqrt{\frac{D^*}{\lambda_{\text{Rn}}}} \quad (1)$$

Sie gibt die Entfernung von einer Radonquelle an, in der die Ursprungskonzentration auf den Bruchteil $1/e$ ($e = 2,718$) abgesunken ist und schwankt zwischen einigen Zentimetern in wassergesättigten, feinkörnigen Böden und wenigen Metern in Kiesen. Für trockene Böden mittlerer Permeabilität mit einem effektiven Diffusionskoeffizienten von 3×10^{-6} m^2/s beträgt die Diffusionslänge 1,2 m. Realistische Abschätzungen für Böden gehen davon aus, dass eine

vorwiegend durch Diffusion bedingte Radonmigration über eine Entfernung von mehr als 2 bis 3 m unwahrscheinlich ist (Tanner 1980). Der diffusive Anteil am Radonmesssignal spiegelt weitgehend die lokale Konzentration des Mutternuklids Radium im Gestein bzw. Boden wider und bedingt die stets zu beobachtende kleinräumige laterale Variation der Radonkonzentration.

Bei vereinfachter eindimensionaler Betrachtung nimmt die Radonaktivitätskonzentration exponentiell zur Erdoberfläche hin ab, da Radon kontinuierlich in die Atmosphäre exhaliiert wird. Entsprechend steigt die Radonaktivitätskonzentration mit zunehmender Tiefe an und erreicht in Abhängigkeit von der Bodenart in einer bestimmten Tiefe einen konstanten Wert, in der sich Radonnachbildung und -zerfall die Waage halten (Abb. 3).

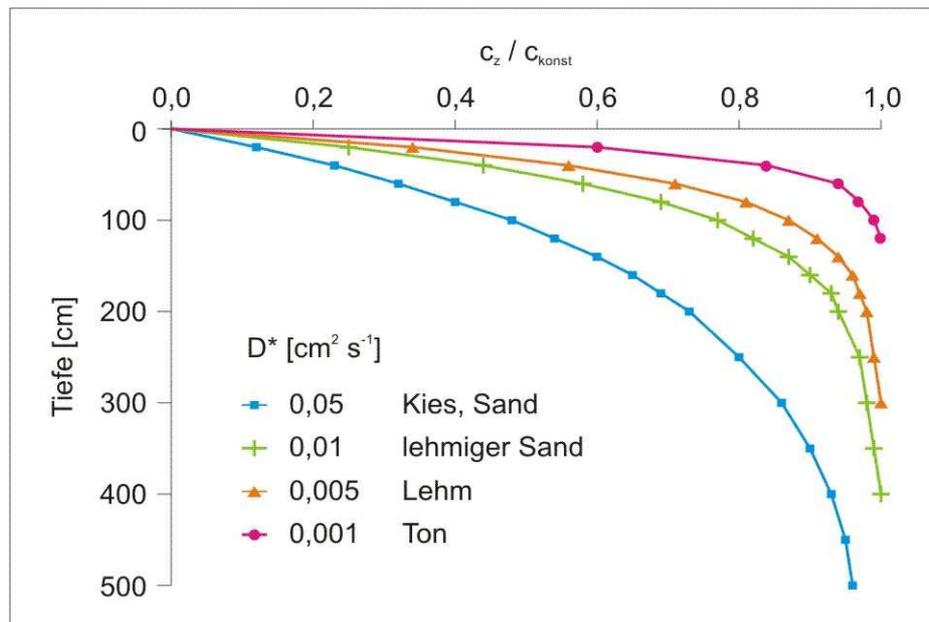


Abb. 3:
Berechnete, tiefenabhängige Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft für verschiedene Bodenarten

Der vertikale Konzentrationsgradient für Radon in Böden kann unter bestimmten Annahmen für den Diffusionskoeffizienten (z.B.: homogener, isotroper Boden mit konstanten Werten für Radionuklidgehalt, Emanationskoeffizient, Permeabilität, Bodenfeuchte) berechnet und durch Messungen in unterschiedlichen Tiefen empirisch ermittelt werden. Gemessene Radontiefenprofile bestätigen generell die Ergebnisse der Modellrechnungen. Verzerrungen der Kurvenverläufe kommen dadurch zustande, dass in schichtig aufgebauten Böden die genannten Parameter vertikal variieren. In sandig-kiesigen Böden mit einem hohen effektiven Diffusionskoeffizienten werden konstante Radonaktivitätskonzentrationen erst in mehreren Metern Tiefe erreicht, in lehmig-tonigen Böden mit einem niedrigen effektiven Diffusionskoeffizienten ist dies bereits in nahezu 1,0 m Tiefe der Fall. Horizontale und vertikale Diffusionslängen können sich stark voneinander unterscheiden und zudem saisonalen Schwankungen unterliegen. In tonigen Böden beispielsweise hat die horizontale Einregelung plattiger Mineralkörner eine niedrige Permeabilität senkrecht zur Kornfläche zur Folge. Trocknen diese

Böden aus, kann sich die vertikale Permeabilität entlang von Trockenrissen sprunghaft um mehrere Größenordnungen erhöhen. In den oberen Dezimetern des Bodens können meteorologische Faktoren Schwankungen der Radonkonzentration bewirken, in Tiefen von mehr als 1 m haben sie in der Praxis zumeist nur geringen Einfluss (s. Kap. 3.5 und 7.2).

Bei der Advektion wird Radon passiv mit Trägermedien wie Sicker- und Grundwasser sowie Bodengasen (Luft, CO₂, CH₄) im Porenraum oder entlang lokal erhöhter Wegsamkeiten transportiert. In Böden und Lockergesteinen hängt die Transportweite von der Gaspermeabilität ab, die ihrerseits durch Porengröße, -form, -konnektivität und Wassersättigung bestimmt wird und mehrere Größenordnungen überdeckt. Die Radonmigration in Böden überschreitet nur selten 2 bis 3 m, weil die diffusive Komponente in aller Regel deutlich überwiegt. Im Festgestein kanalisieren Kluftsysteme oder Verwerfungen den Strom radonhaltiger Gase oder Wässer und können zu einer sehr inhomogenen Radonverteilung mit weitreichender Verschleppung von der Quelle führen. Im Durchschnitt liegen die Strömungsgeschwindigkeiten von Grundwässern zwischen 1,5 m/Tag und 1,5 m/Jahr. Unter Zugrundelegung dieser Durchschnittswerte kann Radon bei einer mittleren Lebensdauer von 5,5 Tagen theoretisch bis zu mehreren Zehner Metern transportiert werden, bis die Radonaktivitätskonzentration auf einen unbedeutenden Bruchteil abgesunken ist.

2.3. Exhalation

Der Radonfluss vom Boden in die Atmosphäre wird als Exhalation bezeichnet und durch die Exhalationsrate E [Bq/m²·s]

$$E = \frac{A}{F \times t} \quad (2)$$

als Radonaktivität A [Bq] definiert, die pro Fläche F [m²] und Zeit t [s] emittiert wird. UNSCEAR (1982) gibt eine generelle durchschnittliche Exhalationsrate von 15 bis 23 mBq/m²·s an. Die Exhalationsrate wird sehr stark von der kleinräumig wechselnden oberflächennahen Beschaffenheit des Bodens (Bodentemperatur und -feuchte, Rauigkeit, Vegetation, Schneebedeckung) beeinflusst. Darüber hinaus spielen die kurzzeitig variierenden meteorologischen Parameter Niederschlag, Luftdruck, Temperaturdifferenz zwischen Luft und Boden sowie die Windgeschwindigkeit und -richtung eine große Rolle. Messungen der Radonexhalationsrate weisen stets große Schwankungen auf und besitzen daher nur eingeschränkte Aussagekraft für die Abschätzung der Höhe der Radonkonzentration in der Bodenluft.

Exhalationsmessungen können in Modellrechnungen zur Bewertung der Radonkonzentration in der bodennahen Atmosphäre einbezogen oder bei der Betrachtung der Radonausbreitung von flächenhaften Schadstoffquellen (z.B.: Halden) berücksichtigt werden.

3. Einflussfaktoren

Die Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft variiert zeitlich und räumlich (lateral und vertikal) in Abhängigkeit von einer Vielzahl von Parametern. Im Einzelnen sind dies:

- geochemische Parameter:
Verteilung von Uran und Radium in Böden und Gesteinen und deren Lokalisation im Kornverband
- bodenphysikalische Parameter:
Porosität und Permeabilität des Bodens, Schichtung, Lagerungsdichte, Wassersättigung
- hydrologische / geodynamische Prozesse:
Fluidtransport in Poren- und Kluft Hohlräumen, Lösung von Radium und Radon in Grund- und Kluftwässern
- strukturelle Situation:
Verwerfungen, Scherzonen, Klüfte, Mineralgänge, sedimentäre Trennflächen sowie vulkanische Förderwege als Zonen erhöhter Wegsamkeit, Rückhalt unterhalb abdichtender Schichten
- geomorphologische Situation:
hangparalleler advektiver Radontransport in der ungesättigten Zone, Feuchteverteilung am Hang
- exogene (meteorologische) Einflüsse:
Temperatur- und Luftdruckschwankungen, Niederschlagsereignisse

3.1. Geochemische Parameter

Alle Gesteine und Böden enthalten in unterschiedlichen Konzentrationen und Bindungsformen Uran und Radium und sind daher natürliche Radonquellen. Lokale oder regionale Anreicherungen von Radonmutternukliden im Boden und Gestein können eine geochemische Radonanomalie verursachen. Maßgeblich für die Radonkonzentration ist die Verteilung des unmittelbaren Mutternuklids Radium.

Unter Annahme radioaktiven Gleichgewichtes kann aus dem gamma-spektrometrisch bestimmten Radium indirekt auf Uran geschlossen werden. Die Angabe erfolgt dann als Uran-Äquivalent (eU).

Saure magmatische Gesteine - vor allem Granite und Rhyolithe - sind gute Radonlieferanten. Das Mutternuklid Uran ist primär im Kristallgitter akzessorischer Minerale eingebaut (Apatit, Zirkon, Monazit, Xenotim mit mehreren 100 bis 1.000 ppm U) und in den gesteinsbildenden Mineralen (Quarz, Feldspäte, Glimmer, mafische Minerale) als Spurenelement in Konzentrationen von wenigen ppm zu finden. Auch in Sedimentgesteinen kommen gelegentlich hohe Uran- und Radiumgehalte vor. Bekannt sind die unter reduzierenden Bedingungen abgelagerten paläozoischen und mesozoischen Alaun- und Schwarzschiefer, ferner Kohleflöze und generell kohlige Lagen, C_{org}-reiche Auensedimente, aber auch sekundäre Uranmineralisatio-

nen im Porenraum von Sandsteinen, die unter wechselnden Eh- pH-Bedingungen gebildet wurden.

Oberflächennah reichern sich Uran und Radium meist als Sekundärminerale auf Korngrenzen, Schieferungsflächen und Feinklüften aller Gesteine an, wo sie aus zirkulierenden Wässern ausgefällt und durch Adsorption an Tonmineralneubildungen sowie Fe-Mn-Oxidhydroxiden in der Verwitterungszone gebunden wurden. Die aktiv emanierenden Oberflächen sind hierbei groß, ohne dass der Gesamtgehalt an Radionukliden merklich erhöht ist. Es muss keine direkte Abhängigkeit zwischen dem Uran- bzw. Radiumgehalt des Untergrundes und der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft bestehen (Abb. 4; BfUL Sachsen unveröffentlichter Bericht 2010), vielmehr werden hohe Bodenluftgehalte vor allem durch hohe Emanationskoeffizienten begünstigt. Dabei bestimmen zwar hohe Radiumgehalte in Böden und Gesteinen die Obergrenze möglicher Radonaktivitäten in der Bodenluft, jedoch lassen sich im Bereich der weit verbreiteten mittleren bis niedrigen Radiumgehalte keine Vorhersagen zur Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft machen.

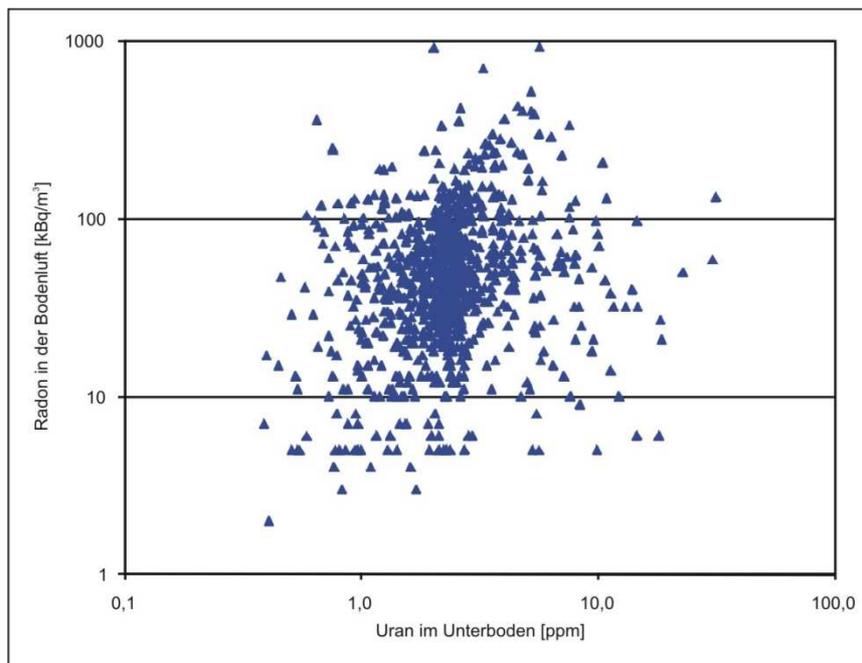


Abb. 4:
Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft gegen Urankonzentration im Unterboden in Sachsen

In Bodenprofilen über verwittertem Granit aus der Oberpfalz wurden die Affinität des Urans zu verschiedenen Bindungsformen und seine Abhängigkeit von der Korngröße untersucht (Rolffs 1994, Salah 1994). Genetisch bedingt sind in den Bodenhorizonten unterschiedliche Anteile an Schwer- und Tonmineralen sowie an pedogenen Neubildungen zu finden. Die guten Adsorptionseigenschaften der Tonminerale und der Eisenhydroxide spiegeln sich in der starken Zunahme des Urangehaltes in den Kornfraktionen $< 0,125$ mm (Abb. 5) sowie im übereinstimmenden Tiefenprofil von Uran, Thorium, Kationenaustauschkapazität und Eisengehalt wider. Hinzu kommt, dass sich primär uranführende Minerale wie Zirkon, Monazit, Xenotim in den kleineren Kornfraktionen anreichern.

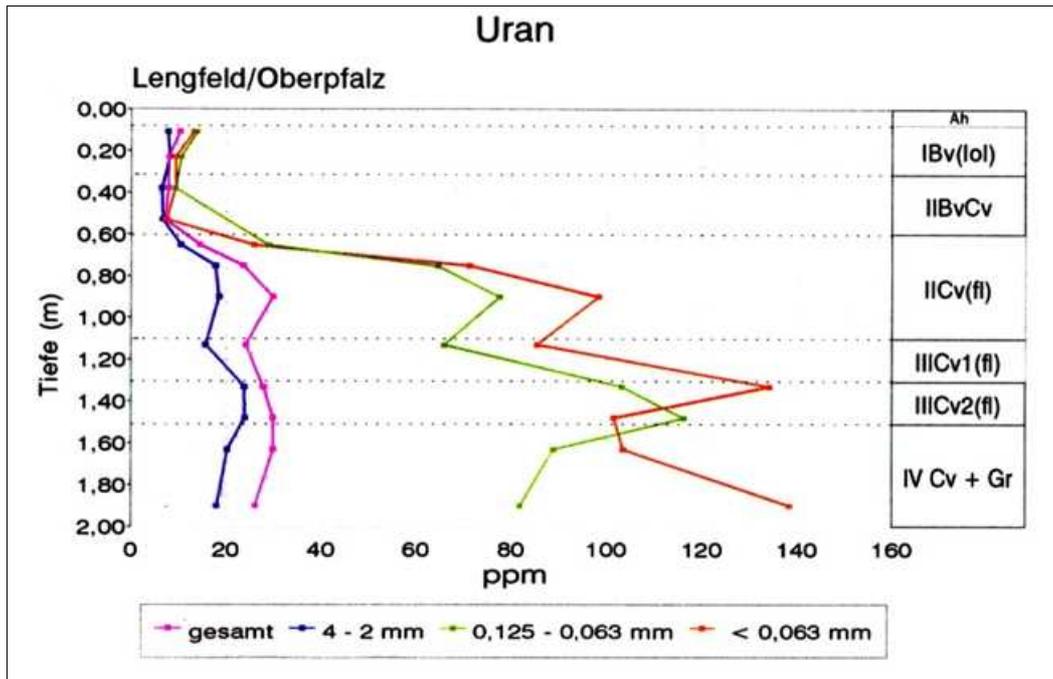


Abb. 5:
Korngrößenabhängige Verteilung der eU-Gehalte in einem Bodenprofil über verwittertem Granit in der Oberpfalz

3.2. Bodenphysikalische Parameter

Die bodenphysikalischen Parameter des Untergrundes definieren die Randbedingungen für Emanation und Migration von Radon.

Nach einem Modell von Washington & Rose (1990) kann die (diffusive) Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft c_{Rn} [Bq/m³] unter der Annahme des radioaktiven Gleichgewichtes zwischen Radium und Radon wie folgt abgeschätzt werden:

$$c_{Rn} = \frac{10^3 \times c_{Ra} \times E}{\left[\frac{1}{\rho_b} - \frac{1}{\rho_p} \right] \times [w \times (k_t - 1) + 1]} \quad (3)$$

mit c_{Ra} = spezifische Radiumaktivität [Bq/kg], E = Emanationskoeffizient [%], ρ_b = Lagerungsdichte [kg/m³], ρ_p = Dichte der Festsubstanz [kg/m³], w = Wasseranteil am Porenvolumen [%] und k_t = temperaturabhängiger Gas/Wasser-Verteilungskoeffizient von Radon [%].

Unter der Annahme konstanter Werte für Radiumaktivität, Emanationskoeffizient und Dichten wird ein saisonaler Gang der Radonkonzentration in der Bodenluft durch Schwankungen der Wassersättigung des Porenraumes sowie des temperaturabhängigen Verteilungskoeffizienten zwischen wässriger und gasförmiger Phase verursacht. Selbst bei nur geringen Schwankungen der Radiumgehalte, des Emanationskoeffizienten und der Dichten in einem Bodenprofil mit verschiedenen Bodenhorizonten ergeben sich aus der regionalen Variation der

Wassersättigung und des Verteilungskoeffizienten zwangsläufig auch regional unterschiedliche saisonale Gänge der Radonkonzentration. Dies ist eine mögliche Erklärung für oftmals gegenläufige Jahrgänge bei Feldmessungen (s. Kap. 7.1) sowie Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Radonkonzentrationen in der Bodenluft.

Gast & Stolz (1982) setzen eine ähnliche Formel zur Ermittlung der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft an:

$$C_{Rn} = a_M \times w_M \times \rho \times \frac{\varepsilon}{\phi} \quad (4)$$

mit a_M = spezifische Radiumaktivität [Bq/kg], w_M = Clarkewert [%], ρ = Dichte [kg/m³], ε = Emanationskoeffizient, ϕ = Porosität.

Primäre Kenngröße für den Radontransport im Boden ist die Gaspermeabilität, sie wird bestimmt durch Volumen, Form und Konnektivität von Poren- und Klufträumen und hängt von der Wassersättigung ab (Langguth & Voigt 1980, Stegemann 1994). Die spezifische Permeabilität (*intrinsic permeability*) k [cm²] wird für ein durch den Boden strömendes Gas nach Darcy berechnet, wobei V den Gasdurchfluss [cm³/min], l die Länge der durchströmten Strecke [cm], η die dynamische Viskosität des Gases [Pa s], A die durchströmte Fläche [cm²] und p den Gasdruck [Pa] angeben:

$$k = \frac{V \times l \times \eta}{A \times p} \quad (5)$$

Gegenüber Labormessungen an gestörten und ungestörten Bodenproben liefern vor allem *in situ*-Messungen in Bohrlöchern (Surbeck 1988, 1991, 1993, Stegemann 1994, Kemski, Klingel & Siehl 1996 a) realistische Ergebnisse.

Das Bodenskelett wird aus den Korngrößen der Kiesfraktion > 2 mm gebildet, der Feinboden (< 2 m) besteht aus Sand, Schluff und Ton. Sand und Schluff weisen bei isometrischen Kornformen charakteristische Lagerungsdichten von 1,2 bis 1,7 g/cm³, Porenvolumina von 40 bis 50 % und gute Durchlässigkeiten bei spezifische Permeabilitäten von 10⁻¹⁰ bis 10⁻¹² m² auf. Tonige Ablagerungen haben je nach Kompaktion und Wassersättigung sehr variable Lagerungsdichten zwischen 0,9 und 1,7 g/cm³. Bei wenig kompaktierten Tonen mit Lagerungsdichten um 0,9 g/cm³ bewirkt der blättrige Habitus der Tonminerale unregelmäßige, kartenhausähnliche Anordnungen mit Porositäten von 60 % und darüber, von denen allerdings nur ein kleiner Bruchteil durchströmbar ist. Nach Nazaroff & Nero (1988) tritt zum strukturellen Porenraum, der aus der Korngröße und Verteilung der Bodenpartikel resultiert, der texturelle Porenraum hinzu, der aus Rissen und Kanälen zwischen Bodenaggregaten besteht. So können bindige tonreiche Böden, die bei Trocknung schrumpfen, sehr hohe Permeabilitäten erreichen. Dicht gepackte, homogene tonige Ablagerungen haben dagegen Lagerungsdichten bis zu 1,7 g/cm³ und schlechte Durchlässigkeit, hier können die spezifischen Permeabilitäten bis auf 10⁻¹⁶ m² abnehmen.

Von entscheidender Bedeutung ist der Grobporenanteil ($> 50 \mu\text{m}$), der einen nahezu deckungsgleichen Kurvenverlauf mit der Permeabilität aufweist, wie ein Bodenprofil über verwittertem Granit in der Oberpfalz zeigt (Abb. 6).

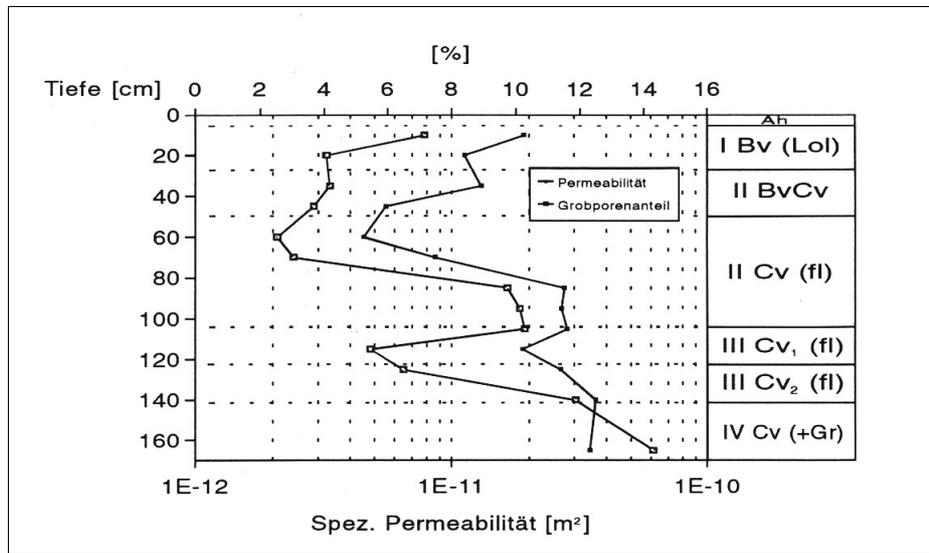


Abb. 6:
Abhängigkeit der Gasdurchlässigkeit vom Grobporenanteil in einem Bodenprofil über verwittertem Granit in der Oberpfalz

Die spezifische Permeabilität nimmt mit der Korngröße zu, da bei grobkörnigen Böden der Anteil an Grobporen $> 50 \mu\text{m}$ hoch ist, in denen bei mittlerer Sättigung Kapillarwässer vorherrschen. Die Radonmigration verläuft hauptsächlich entlang solcher großen Poren sowie von Kluftwegen, in beiden Fällen beeinflussen Kapillarwässer die Gasdurchlässigkeit nur wenig (Nazaroff & Nero 1988, Stegemann 1994). Der Grad möglicher Wassersättigung nimmt generell von groben zu feinen Böden zu. Mit abnehmender Korngröße verschließen hängende Menisken die Kapillaren und Mittelporen und bedingen eine negative Korrelation von Porensättigung und Permeabilität (Abb. 7).

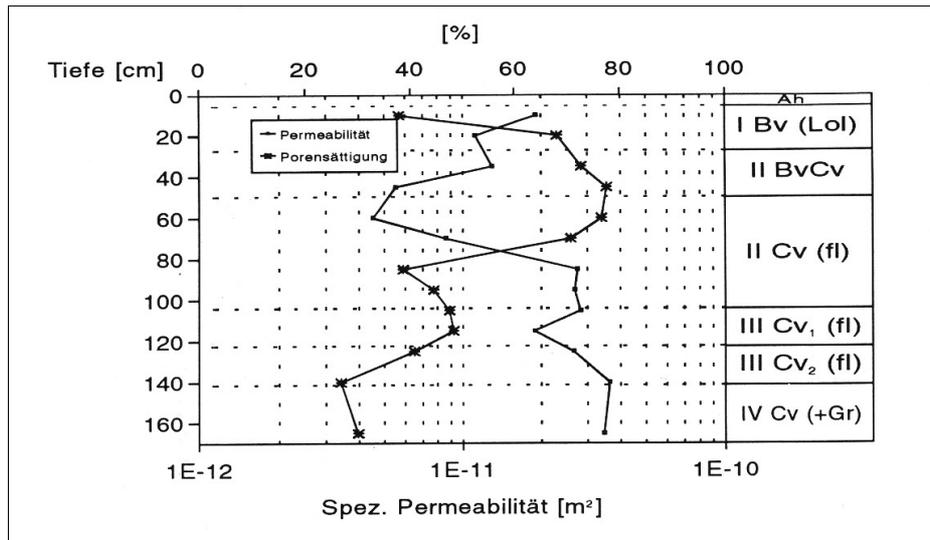


Abb. 7:

Abhängigkeit der Gasdurchlässigkeit von der Porensättigung in einem Bodenprofil über verwittertem Granit in der Oberpfalz

Dabei spielen Bindungskräfte zwischen Wasser und den Mineralphasen eine wichtige Rolle. Ferner gilt, dass mit zunehmender Güte der Kornsortierung die Porosität und damit die mögliche Wassersättigung zunehmen, dagegen sinkt bei schlecht sortierten Kornverteilungen mit einem weitem Korngrößenspektrum die Porosität auf 30 % und weniger, da die feinen Bodenbestandteile die Zwickelräume zwischen den größeren Komponenten ausfüllen. Bei feinporigen Böden und Gesteinen sinkt die spezifische Gaspermeabilität mit steigendem Wassergehalt und geht rasch gegen Null.

Nach einer von Rogers & Nielson (1991) empirisch ermittelten Beziehung kann aus dem arithmetischen Mittel der Korngrößen d [m], der Porosität P [%] und dem Wasseranteil am Porenvolumen W_p [%] die spezifische Gaspermeabilität k_{Rn} [m²] abgeschätzt werden:

$$k_{Rn} = \left(\frac{P}{500}\right) \times d^{4/3} \times e^{(-12 \times W_p^4)} \quad (6)$$

Eigene Untersuchungen zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen (Stechzylinderentnahme in Bodenprofil mit anschließender Permeametermessung) und berechneten Permeabilitäten (Abb. 8; Stegemann 1994, Kemski, Klingel & Siehl 1996 a).

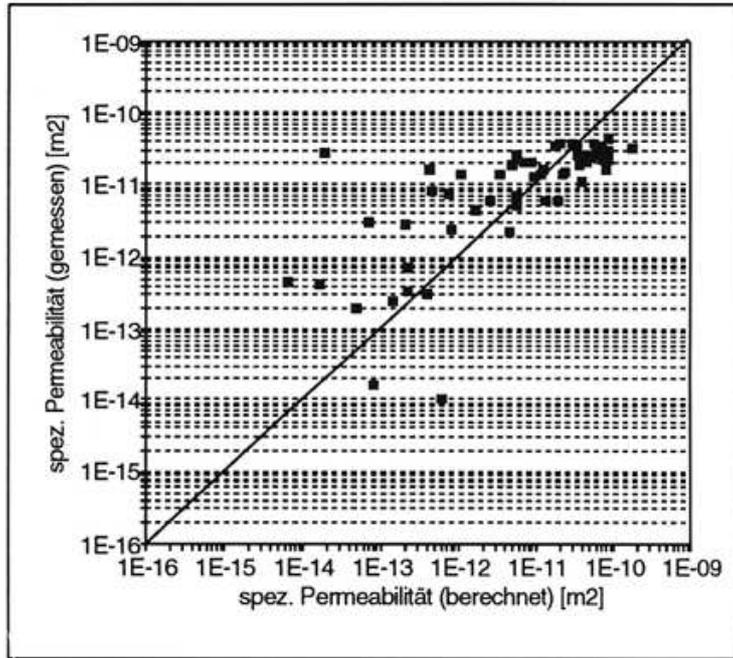


Abb. 8:
Vergleich zwischen gemessener (Stechzylinderentnahme in Bodenprofil mit anschließender Permeametermessung) und berechneter Permeabilität

Der charakteristische Einfluss bodenphysikalischer und geochemischer Parameter auf die Radonaktivitätskonzentration lässt sich gut am o.g. Bodenprofil über verwittertem Granit aus der Oberpfalz darstellen (Abb. 9; Rolfs 1994, Salah 1994, Stegemann 1994).

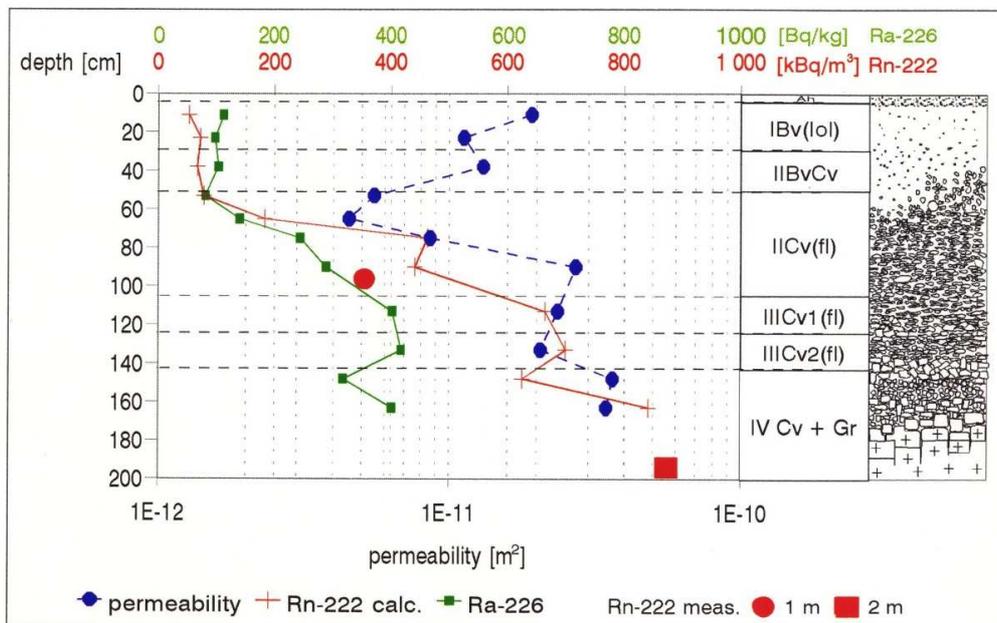


Abb. 9:
Einfluss bodenphysikalischer und geochemischer Parameter auf die Radonaktivitätskonzentration in einem Bodenprofil über verwittertem Granit in der Oberpfalz

Aufgrund der unterschiedlichen Korngrößen der granitischen Solifluktuationsdecken sowie deren variierender Mächtigkeit und unregelmäßiger Grenzausbildung entstehen vertikale Änderungen von Bodengefüge und ^{226}Ra -Gehalt, wobei signifikante Änderungen an den Grenzen der Bodenhorizonte auftreten. Beim Vergleich der nach Washington & Rose (1990) berechneten mit den gemessenen Radonaktivitäten ergibt sich für Messungen in 2 m Tiefe eine gute Übereinstimmung, während Messwerte in 1 m Tiefe etwas zu niedrig ausfallen. Bedingt durch die Abnahme der Radonkonzentration zur Exhalationsfront der Erdoberfläche zeigt sich, dass die Radonkonzentration in erster Linie vom ^{226}Ra -Gehalt abhängt. So ist sie im anstehenden Granit und seinem Zersatz am höchsten (850 kBq/m^3 in 2 m Tiefe) und fällt über die aufliegenden Fließerden (350 kBq/m^3 in 1 m Tiefe) bis zu den lössbeeinflussten, obersten Bodenhorizonten auf einen Wert von 50 kBq/m^3 ab. Jedoch verlaufen die Tiefenfunktionen dieser beiden Größen nicht vollständig parallel, wodurch der Einfluss der bodenphysikalischen Parameter klar ersichtlich wird. Bezieht man die spezifische Permeabilität in den Vergleich ein, so zeigt sich deren Wirkung auf die Radonkonzentration deutlich: Dort, wo die spezifische Permeabilität hohe Werte erreicht, nimmt die Radonkonzentration im Bodenprofil ab bzw. besitzt geringere Werte als aufgrund des ^{226}Ra -Gehaltes zu erwarten wären. Diese negative Korrelation zwischen spezifischer Permeabilität und Radonaktivität lässt sich durch das gesamte Profil verfolgen. Als besonders markant stellt sich hierbei der Übergangsbereich der jüngsten Fließerde IICv (fl) zum aufliegenden Verwitterungshorizont (IIBv Cv) dar, in dem bei der Tiefe von 0,63 m das Minimum der spezifischen Permeabilität erreicht wird. Unterhalb dieses Minimums steigt die Radonkonzentration von 0,90 zu 0,75 m Tiefe trotz abnehmenden ^{226}Ra -Gehalts sprunghaft um 22 kBq/m^3 an. Diese relative Radonanreicherung lässt sich mit einem sehr viel höheren Wasseranteil am Porenvolumen bei 0,75 m (die Bodenfeuchte ist hier um den Faktor 1,7 größer als in 0,90 m Tiefe) erklären. Durch den hohen Wasseranteil wird der Anteil der Gasphase am Porenvolumen reduziert und die Gaspermeabilität verringert, was zu einem Radonstau in den liegenden Bodeneinheiten führt. Ab 0,7 m Tiefe steigt die spezifische Permeabilität nach oben hin wieder an, entsprechend sinkt die Radonaktivität im oberflächennahen Bereich des Profils ab. Hinzu kommt der im Vergleich zu den Fließerden wesentlich geringere spezifische Radiumaktivität.

Die Zusammenhänge von Permeabilität und Migrationsprozessen lassen sich vereinfacht an der Korngrößenskala darstellen (Abb. 10).

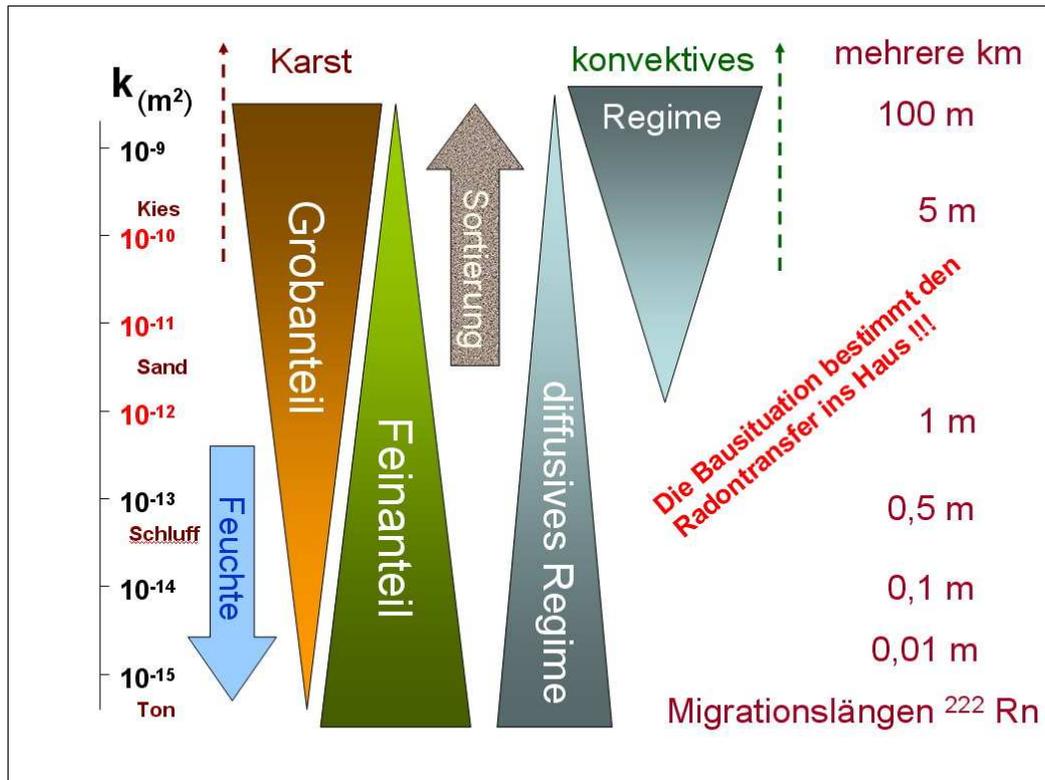


Abb. 10:

Zusammenhänge von Permeabilität und Migrationsprozessen in Abhängigkeit von der Kornklassierung

Mit zunehmendem Anteil grober Kornfraktionen vergrößern sich die Migrationslängen, besonders bei guter Kornsortierung. Zunehmende Feuchte und hoher Feinanteil wirken gegenläufig, hier herrscht diffusiver Transport vor. Konvektionsprozesse von Porenfluiden dominieren in der Kies- und Blockfraktion, dabei kann die Transportweite von Radon durch passive Konvektion (= Advektion) bei hohen Fließgeschwindigkeiten von Grundwässern und Gasen in Ausnahmen bis zu einigen 100 betragen. In der Natur finden sich solche großdimensionalen Wegsamkeiten beispielsweise in Kluft-, Spalten- und Karsthohlräumen, tektonischen Verwerfungs- und Scherflächensystemen, als Grenzflächen zwischen unterschiedlichen Gesteinskörpern sowie in lockeren Gesteinsmassen wie Schuttfächern, Bergstürzen und Halden, besonders wenn sie durch impermeable Schichten abgedeckt werden.

3.3. Strukturelle Situation

Ausbisse von Verwerfungen zeichnen sich häufig durch anomal hohe Radonkonzentrationen in der oberflächennahen Bodenluft aus, die um ein mehrfaches über den Untergrundwerten der Böden in der unmittelbaren Nachbarschaft liegen können. Sie entstehen dadurch, dass solche Strukturen Zonen erhöhter Wegsamkeiten im geologischen Untergrund bilden, in denen Radon zur Oberfläche migrieren oder passiv mit anderen Trägermedien wie Bodengasen, Fluiden oder zirkulierenden Grundwässern (CO_2 , CH_4 , H_2O) transportiert werden kann (Tanner 1964, Ammann & Schenker 1989, Kemski 1993). Die tektonische Deformation

bei der Bewegung der Schollen an Verwerfungen bedingt eine Vergrößerung der inneren Oberfläche im Störungsbereich, was zu einer Erhöhung der Radonemanationsrate aus dem Gestein führt. Eine advective Entstehung von Radonanomalien stellt allerdings nach Vogler (1960) und Tanner (1964) eher die Ausnahme dar. Hauptursache ist meist eine Migrationsanomalie der Radonmutternuklide, bei der in den auf den Störungsbahnen zirkulierenden Grundwässern Uran und Radium als Sekundärmineralisation ausgefällt werden. Es entsteht also eine geochemische Anomalie über der Störung, aus der Radon diffusiv freigesetzt wird. Streicht eine solche Störung im Festgestein ohne überlagernde Bodenbedeckung aus, sind meist ein scharfer Peak sowie Radonmaxima in unmittelbarer Umgebung der Störung zu beobachten, ist sie durch Lockermaterial oder mächtigere Bodenbedeckung überlagert, entsteht aufgrund der homogeneren Verhältnisse und der lateralen Verteilung der austretenden Bodengase ein breiter Peak.

Strukturelle Anomalien werden anhand von Messtrassen lokalisiert, die senkrecht zum Streichen der (vermuteten) Verwerfung gelegt und in regelmäßigen Abständen beprobt werden. Hierbei sind in aller Regel enge Messpunktabstände (ca. 5 bis 20 m) notwendig, um nicht kleinräumige Bereiche anomaler Gaskonzentrationen in der Bodenluft zu übersehen. Als Anomalie werden solche Lokalitäten bezeichnet, an denen die Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft gegenüber den benachbarten Messpunkten im Profil um mindestens den Faktor 3 erhöht ist, hierbei sollten auch die Flanken des Radonpeaks zunehmende bzw. abnehmende Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft gegenüber den Untergrundgehalten in unmittelbarer Umgebung aufweisen.

Für die Charakterisierung struktureller Radonanomalien ist die Unterscheidung zwischen der diffusiven und der advectiven Komponente am Radonmesssignal wichtig. Diese Differenzierung basiert darauf, einen diffusiven Anteil mit Hilfe radiochemischer und bodenphysikalischer Parameter autochthoner Bodenproben (z.B.: spezifische Radiumaktivität des Bodens, Emanationskoeffizient, effektiver Diffusionskoeffizient, Dichte, Porosität, Porensättigung, temperaturabhängige Radonlöslichkeit in der wässrigen und gasförmigen Phase) zu berechnen und diesen Erwartungswert mit dem Feldmesswert zu vergleichen. Sind berechnete und gemessene Radonaktivitätskonzentration annähernd gleich groß, so bestimmt Diffusion den Migrationsprozess. Ist der im Feld gemessene Wert dagegen um ein mehrfaches höher als der berechnete, so entspricht die Differenz zwischen der gemessenen und der berechneten Radonaktivitätskonzentration einem advectiven Radonanteil am Messsignal.

Der diffuse Radonanteil kann auf zwei verschiedene Arten berechnet werden. Nach Gast & Stolz (1982) erfolgt die Bestimmung der Radonaktivität in der Bodenluft aus der spezifischen Radiumaktivität des Bodens, dem Emanationskoeffizienten, der Lagerungsdichte und der Porosität; Washington & Rose (1990) verwenden eine komplexere Formel unter Berücksichtigung der Wassersättigung des Porenraumes und des temperaturabhängigen Verteilungskoeffizienten zwischen wässriger und gasförmiger Phase (s. Kap. 3.2).

Fleischer & Mogro-Campero (1979 a, b) gehen unter Annahme radioaktiven Gleichgewichtes innerhalb der Uran- und Thoriumzerfallsreihe bis zum Radon von einer quantitativ gleich großen Freisetzung von Radon (^{222}Rn) und Thoron (^{220}Rn) in den Porenraum aus. In diesem

Fall dürfte das Verhältnis der spezifischen Radiumaktivitäten [Bq/kg] dem der Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft [kBq/m³] entsprechen:

$$\frac{A(224_{Ra})}{A(226_{Ra})} \approx \frac{A(220_{Rn})}{A(222_{Rn})} \quad (7)$$

Dieser Ansatz setzt voraus, dass messtechnisch zwischen Radon und Thoron unterschieden werden kann. Bei einer rein diffusiven Radon- und Thoronbewegung zur Probenahmestelle kann aus den beiden Radiummesswerten und der Thoronaktivitätskonzentration ein Erwartungswert der diffusiven Radonkomponente in der Bodenluft ermittelt werden (Kemski 1993).

Die Südrandverwerfung des Leuchtenburg-Grabens im südlichen Thüringen bietet gute Beispiele geochemisch bedingter Radonanomalien über Störungen (Stoffels 1996). Sandsteine der Solling-Folge des Mittleren Buntsandstein sind an einer Abschiebung gegeneinander versetzt (Abb. 11). Die Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft betragen im SW weniger als 100 kBq/m³, im NE über einer Rinne mit Röt- und Muschelkalk-Hangschutt nur 20 bis 50 kBq/m³, erreichen jedoch über der Störung mehr als 150 kBq/m³. Der kongruente Kurvenverlauf der Radongehalte und der spezifischen ²²⁶Ra-Aktivitäten im Boden zeigt eine ausschließlich diffusiv bedingte Radonanomalie an. Abschiebungen sind meist durch Tonbelege abgedichtet und bieten keine guten Wegsamkeiten für advektiven Transport, vielmehr können sie bei flachem Einfallen durch einen Stauereffekt die Anomalie verstärken.

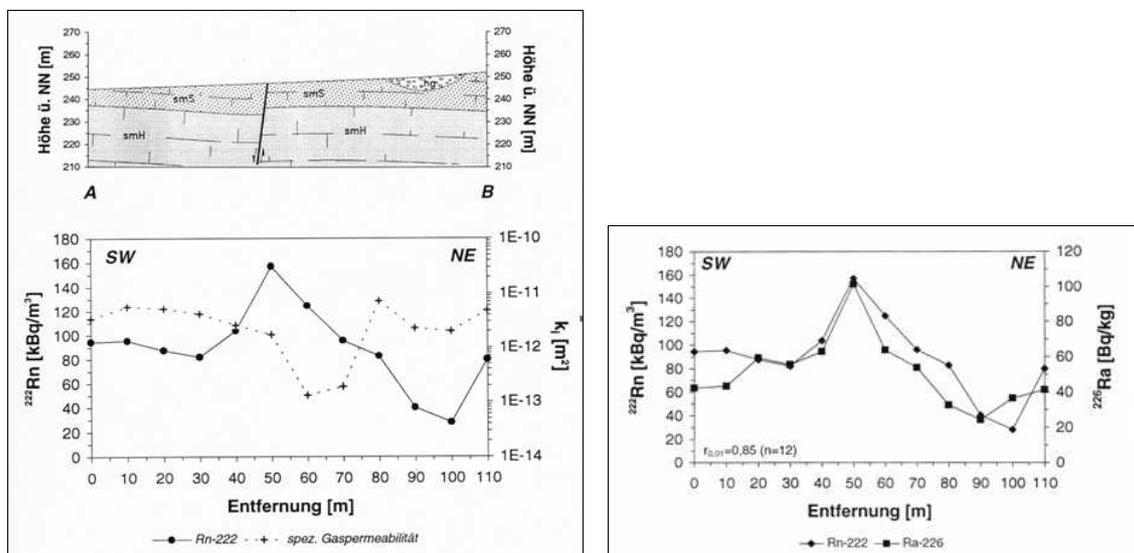


Abb. 11:
Radonkonzentration in der Bodenluft mit Gasdurchlässigkeit (links) und spezifischer Radiumaktivität des Bodens (rechts) am Leuchtenburg-Graben bei Jena/Thüringen

Auch in einem Nachbarprofil handelt es sich um eine geochemisch bedingte diffusive Radonanomalie (Abb. 12). Häufig entstehen in der Hangendscholle Begleitstörungen, so dass nicht eine einzelne Bewegungsbahn existiert, sondern eine Schar von Störungen, entlang derer in diesem Fall die Migration von Mutternukliden stattfindet.

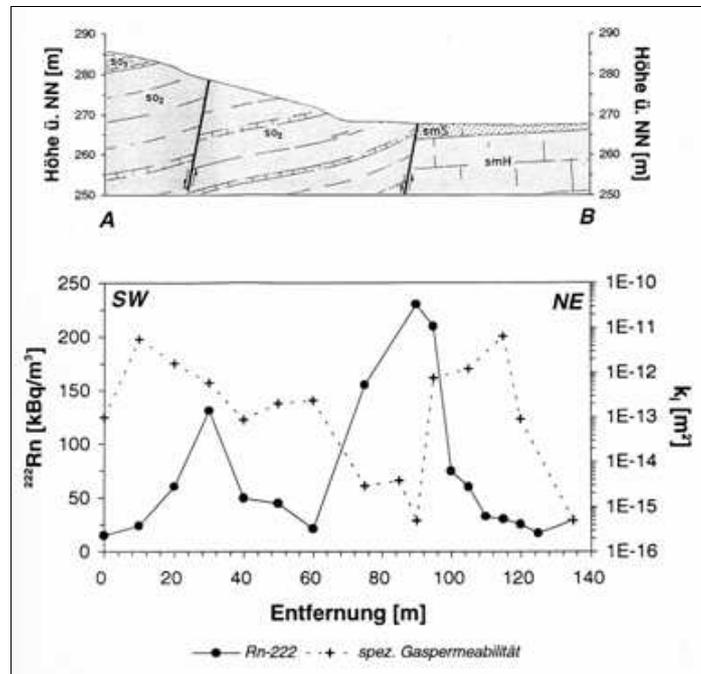


Abb. 12:
Radonkonzentration in der Bodenluft mit Gasdurchlässigkeit am Leuchtenburg-Graben bei Jena/Thüringen

Im Neuwieder Becken, einem känozoischen Einbruchgebiet in der Ost-Eifel mit rezenter tektonischer und seismischer Aktivität, weisen die känozoischen Lockersedimente (Löss, Lehm, Terrassenkiese) niedrige Radionuklidgehalte von 10 bis 30 Bq/kg auf. Am Sayner Sprungsystem, der nordöstlichen Randverwerfung des Beckens, sind die jungen Sedimente der Beckenfüllung entlang weit aushaltender Störungszonen gegen die Festgesteine des devonischen Grundgebirges versetzt. Diese Störungen kanalisieren als Diskontinuitäten im Untergrund einen Grundwasser- und Bodengasaufstieg und verursachen advective Radonanomalien (Abb. 13; Kemski 1993).

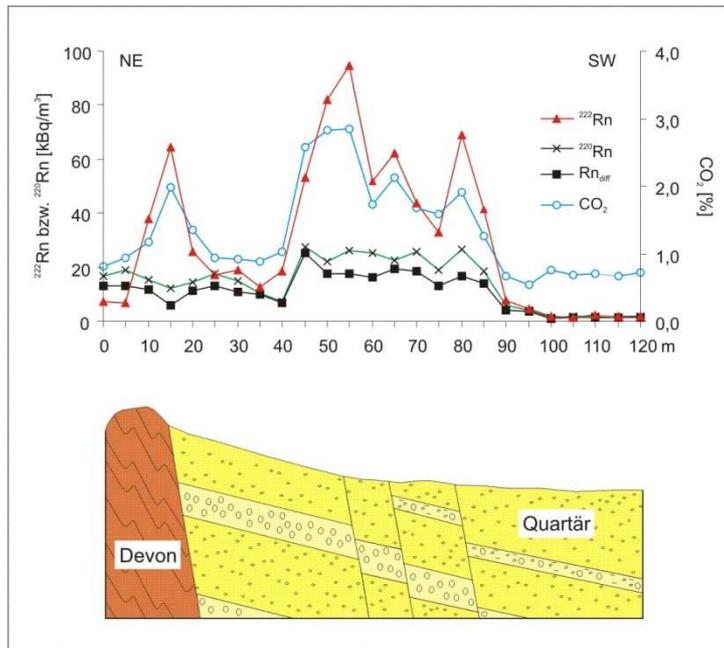


Abb. 13:
Profile der Radon- und CO_2 -Konzentration in der Bodenluft am Sayner Sprung/Neuwieder Becken

Die durchschnittlichen Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft betragen ca. 20 kBq/m^3 . Über den Störungsausbissen werden trotz relativ niedriger Radiumgehalte der Böden und Gesteine anomal hohe Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft bis zu 100 kBq/m^3 gemessen. Die Anomalie bei 15 m verdankt ihre Entstehung einem aufsteigenden Gasstrom entlang der Beckenrandstörung zwischen unterdevonischem Grundgebirgssockel und den känozoischen Lockersedimenten der Beckenfüllung, die Anomalien bei 50 und 80 m werden durch Entgasungen über den staffelförmigen Versätzen der känozoischen Sedimente verursacht.

Diese gehen mit erhöhten CO_2 -Konzentrationen einher, einer späten Wirkung des jungen Vulkanismus in der Ost-Eifel. Die sehr gute Korrelation zwischen beiden Gasen ist ein Indiz für einen Radontransport mit einem aufsteigenden Kohlendioxid-Gasstrom. Die Bereiche zwischen den Störungsausbissen weisen teilweise ebenfalls erhöhte Gasgehalte auf. Dies deutet auf eine Zerrüttung der Gesteine im Zuge der tektonischen Bewegung während der Beckenabsenkung mit einer damit verbundenen Erhöhung der Gaspermeabilität hin, wodurch sich die Gase im Boden lateral über der Störung ausbreiten können. Im gesamten Randbereich des Beckens zeichnen in den regional weit aushaltenden Störungszonen advective Radonanomalien in der Bodenluft den Störungsausbiss nach. Der räumliche Verlauf der Störungsschar kann mit Hilfe weiterer Profilrassen verfolgt werden (Abb. 14). Stets gehen Radon- und CO_2 -Anomalien Hand in Hand.

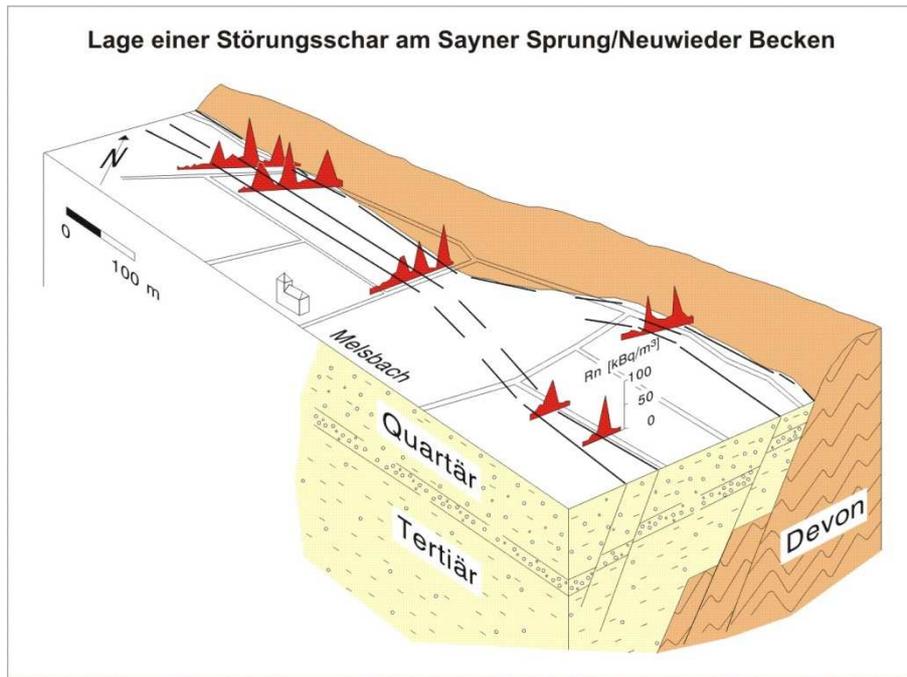


Abb. 14:
Räumlicher Verlauf einer Störungsschar am Sayner Sprung/Neuwieder Becken

Im kristallinen Grundgebirge muss häufiger mit ausgedehnten strukturell bedingten Wegsamkeiten gerechnet werden, wie ein Beispiel aus der Oberpfalz zeigt (Abb. 15). Über einer ca. 200 m breite Scherzone zwischen zwei Granitvarietäten mit unterschiedlichen Uran- und Thoriumgehalten weisen hohe Radonaktivitäten bis zu 150 kBq/m^3 auf konvektiven Transport hin, wobei niedrige Thoronaktivitäten zugleich belegen, dass nur der Thoriumärmere Neunburger Granit von der Zerschering betroffen ist (Wiegand 1993).

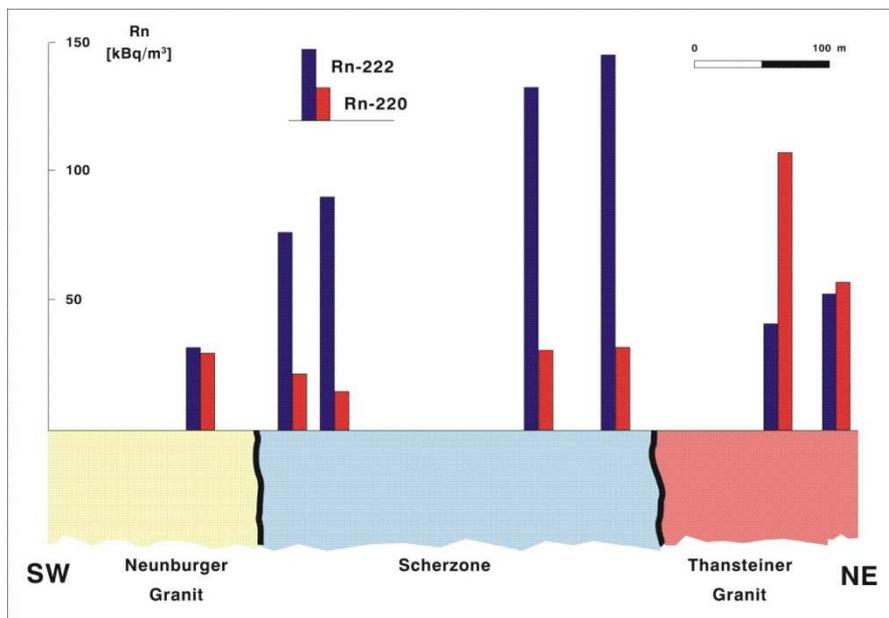


Abb. 15:
Radon- und Thoronaktivitäten in der Bodenluft über einer Scherzone in Graniten in der Oberpfalz

Eine vergleichbare Situation ist auch vom Randbereich des Steinwaldgranites im südlichen Fichtelgebirge (nördliche Oberpfalz, Naturpark Steinwald) belegt (Abb. 16; s. Kap. 5.3; Faß 2000).

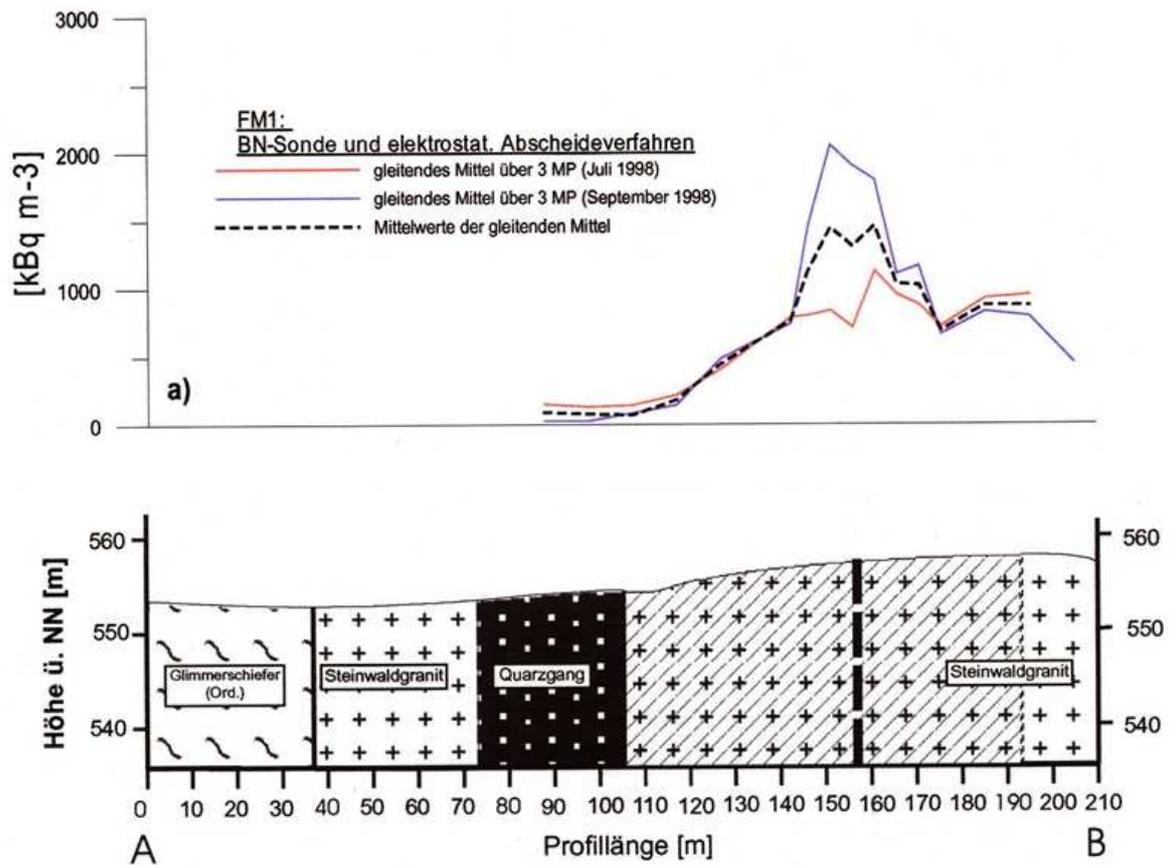


Abb. 16:
Radonkonzentration in der Bodenluft über einer Störung im Steinwaldgranit im südlichen Fichtelgebirge)

Hier wurden Radonvergleichsmessungen in Abständen von 5 bis 10 Metern sowie Bodenproben zur gamma-spektrometrischen Ermittlung der Radionuklidgehalte entnommen. Die schwache Erhöhung der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft ab 40 m ist auf den Wechsel von metamorphem Ordovizium zu Steinwald-Granit zurückzuführen, der Quarzgang ist unauffällig, dagegen werden im Profilabschnitt zwischen 140 m und 180 m Maximalkonzentrationen von 1.800 bis 2.800 kBq/m³ gemessen. Obwohl die absolute Höhe der Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft im Sommer bedeutend niedriger ist als bei den Messungen in Frühjahr und Herbst, können dennoch für alle Messungen Radonanomalien um ein Mehrfaches über den Untergrundgehalten in dem beschriebenen Bereich festgestellt werden. Die Lokalität der Radonanomalie deckt sich nicht mit dem Ausstreichen des Quarzganges, sondern ist um ca. 40 m nach SW verschoben. Vermutlich hat das Quarzmobilisat im Bereich des Ganges die Störungsbahn abgedichtet während die Begleitstörungen weiterhin als Zonen erhöhter Wegsamkeiten dienen. Ein Vergleich zwischen den gemessenen Radonaktivitätskonzentrationen und den nach Fleischer & Mogro-Campero (1979 a, b) und Gast & Stolz (1982) berechneten Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft zeigt, dass

im Bereich der Anomalie die gemessene Radonaktivitätskonzentration die berechnete bis zum Faktor 32 übertrifft. Das weist eindeutig auf advective Radonmigration an einer 30 bis 40 m breiten Störungszone hin. Aufgeschlüsselt nach Messungen in Sommer und Herbst zeigen sich zwar Unterschiede in der Höhe und Verteilung der ermittelten Radonwerte, jedoch ist an den Messstellen mit anomal hohen Radonaktivitätskonzentrationen stets das Verhältnis zwischen gemessenem und berechnetem Radongehalt gegenüber den Messpunkten an den Flanken deutlich erhöht.

3.4. Einfluss der Geomorphologie

Die Radonaktivitätskonzentration im Boden ist im Hügel- und Bergland generell von der geomorphologischen Situation abhängig und zeigt deutliche Unterschiede im saisonalen Verlauf (Tanner 1964, Wiegand 1996, Sundal et al. 2008). Die höchsten an einem Hang gemessenen Werte treten sommers wie winters vorwiegend am Unterhang auf, hier sind auch die saisonalen Schwankungen generell am geringsten.

In trockenen Sommern sind die Radonkonzentrationen am Oberhang und auf der Kuppe am niedrigsten, während in feuchten Wintern am gesamten Hang annähernd gleich hohe Konzentrationen gemessen werden. Gut verstanden sind die Prozesse in hochpermeablen Gesteinen mit hangparalleler Bodenluftkonvektion (Moränenablagerungen, Hangschutt, Bergstürze). Hier ist die Bodenluft im Sommer kälter als die Atmosphärenluft. Sie tritt daher am Hangfuß aus und ist reich an advektiv mitgeführtem Radon, während am Oberhang und im Kulminationsbereich radonarme Atmosphärenluft nachströmt. Im Winter kehren sich die Verhältnisse um: die relativ warme Bodenluft steigt hangparallel auf und entlässt am Oberhang Radon in die kältere Atmosphäre, die nun radonarm am Unterhang einströmt, dort die Bodenluft verdünnt und niedrige Radonkonzentrationen bewirkt.

3.5. Exogene (meteorologische) Einflüsse

Die Radonaktivitätskonzentration in der oberflächennahen Bodenluft und die Radonexhalation in die Atmosphäre hängen von einer Vielzahl exogen beeinflusster bodenphysikalischer (Bodentemperatur, -feuchte, Permeabilität) und meteorologischer Parameter (Luftdruck, -temperatur, Niederschlag, Schneebedeckung, Temperaturgradient zwischen Boden und Atmosphäre) ab. Deren tages- und jahreszeitliche Variation kann einen charakteristischen Gang der Aktivitätskonzentration verursachen. Diskutiert wird die Tiefenwirkung exogener Einflüsse auf die Höhe der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft: in Abhängigkeit von der Permeabilität des Bodens reichen die Angaben von nur wenigen Dezimetern bis hin zu mehreren Metern, in denen - wenn auch zeitlich verzögert - eine mit meteorologischen Veränderungen gekoppelte Variation der Gasgehalte eintritt. In gut permeablen Böden reicht die Beeinflussung in größere Tiefen hinab als in dichten Böden.

Der Einfluss von Luftdruckschwankungen auf die Radonkonzentration im Boden wird kontrovers diskutiert. Guedalia et al. (1970) und Gast & Stolz (1982) finden keine signifikante Korrelation zwischen Luftdruck und Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft. Nach Kovach (1945), Hatuda (1954), Kraner, Schroeder & Evans (1964), Clements & Wilkening (1974), Israelsson (1980), Asher-Bolinder, Owen & Schumann (1991) und Iakovleva & Ryzhakova (2003) verringert sich die Radonkonzentration bei steigendem Luftdruck, da Atmosphärenluft in den Boden gedrückt wird und die Radonkonzentration oberflächennah verringert, umgekehrt führt fallender Luftdruck zur vermehrten Exhalation und damit zur Nachlieferung radonreicher Bodenluft aus dem Untergrund. Miller & Ostle (1973) berichten dagegen über eine positive Korrelation von Luftdruck und Radon in der Bodenluft und nehmen einen oberflächennahen Radonstau bei steigendem Luftdruck an. Entscheidend dürften dabei die Geschwindigkeit der Luftdruckänderung und die Reaktionsträgheit des Bodenluftsystems sein, die ihrerseits von der Gaspermeabilität abhängt.

Der Tages- und Jahresgang von Temperatur und Feuchte beeinflussen am stärksten die Radonaktivitätskonzentration in Bodenluft und Atmosphäre. Eine positive Korrelation zwischen Luft- und Bodentemperatur mit der Radonkonzentration beobachten Iakovleva & Ryzhakova (2003) bei 3- bis 4-tägigen Messungen mit Kernspurdetektoren. Vergleichbares gilt auch für die Radonexhalation. Ist während des Tages die Temperatur der Atmosphäre höher als die des Bodens, kann Atmosphärenluft in den Boden eindringen. Ist in der Nacht die Temperatur des Bodens höher als die der Atmosphäre, kann Radon verstärkt aus dem Boden exhaliert werden (Abb. 17; Werner 1993) und die Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft erreicht ein nächtliches Minimum.

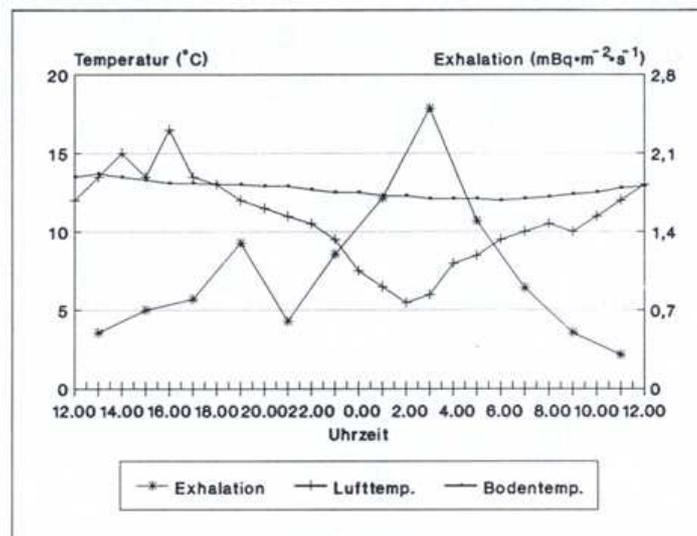


Abb. 17:

Tagesgang der Radonexhalation und der Luft- bzw. Bodentemperatur

Kovach (1945), Guedalia et al. (1970), Tanner (1980), Käppler (1984), Schery, Gaeddert & Wilkening (1984) und Wiegand & Feige (1998) erklären eine negative Korrelation zwischen Lufttemperatur und Konzentration des Radon in der Bodenluft und den damit verbundenen Radonminima im Sommer und Radonmaxima im Winter dadurch, dass zum einen im warmen und trockenen Sommer die Bodenfeuchte abnimmt und die Exhalationsrate erhöht wird,

zum anderen im kühlen und feuchten Winter Radon in Porenwässern verstärkt gelöst wird und zudem die Exhalationsrate verringert ist. Allerdings ist der beschriebene Jahresgang niedriger Sommer- und hoher Winterwerte keineswegs zu verallgemeinern. Abhängig von der geomorphologischen Position, von Bodenart und Witterungsbedingungen kann sich die Situation auch umkehren. In vielen Fällen beobachtet man jedoch bereits in 1 m Tiefe relativ konstante Verteilungsmuster der Radonaktivitätskonzentration innerhalb einer Schwankungsbreite von 20 bis 30 % (Abb. 18; Valdivia-Manchego 2010).

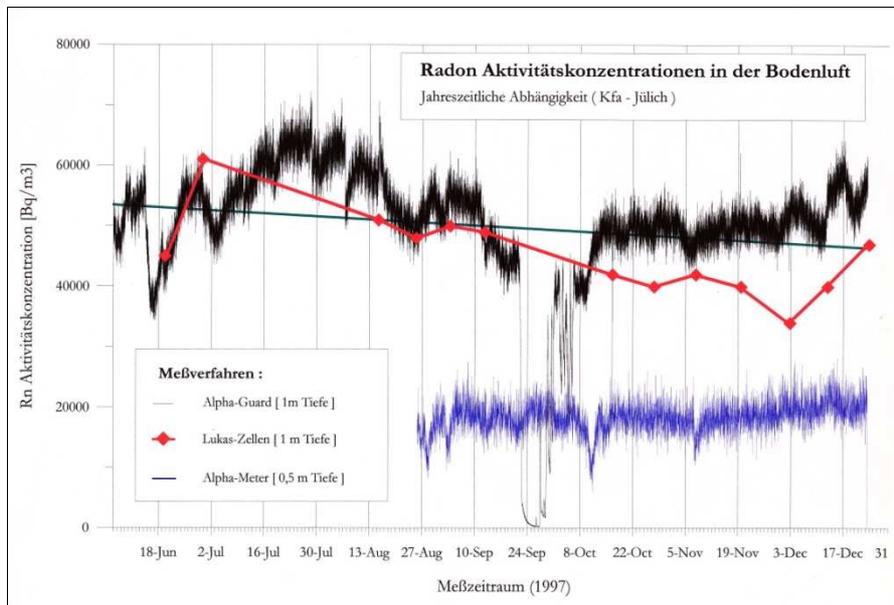


Abb. 18:
Zeitlicher Gang der Radonkonzentration in der Bodenluft in unterschiedlichen Tiefen

Niederschläge bewirken eine kurzzeitige Abdichtung des Porenraums im Oberboden mit einer Verringerung der Exhalation und damit einen Anstieg der Radonaktivitätskonzentration unterhalb der Abdichtung (Kosmath 1935, Israel & Björnsson 1967, Käßler 1984, Worm 1986). Mit zunehmender Durchfeuchtung durch versickerndes Regenwasser nimmt die Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft jedoch ab, da bei der Diffusion des Radon durch den wassergefüllten Porenraum ein nicht unerheblicher Teil Radon zerfällt, bevor er in den luftgefüllten Porenraum gelangt (Guedalia et al. 1970). Die jahreszeitlich variierende Niederschlagsverteilung mit geringer Durchfeuchtung und der damit verbundenen guten Durchlüftung im Sommer führt dazu, dass Radon verstärkt in die Atmosphäre exhaliert wird und die Konzentration in der Bodenluft absinkt. In den niederschlagsreichen Jahreszeiten (Frühjahr, Herbst) steigt die Radonaktivitätskonzentration im Boden durch die verminderte Migration an. Im Winter kann bei Schneebedeckung und Frost eine Radonexhalation in die Atmosphäre vollständig unterbunden sein (Jaki & Hess 1958, Dyck, Jonasson & Liard 1976, Tanner 1980, Dörr 1984) und zu hoher Radonaktivität in der Bodenluft führen. Bei Schneebedeckung und Bodenfrost hält der Versiegelungseffekt länger an und ist stärker ausgeprägt (Jaki & Hess 1958, Worm 1986, Neznal, Neznal & Smarda 1992 a). Im Einzelnen liegt ein komplexes Wechselspiel verbesserter Migration bei erhöhter Permeabilität und verringerter

Emanationsrate im trockenen Boden gegenüber verstärkter Emanation aber erschwerter Migration im feuchten Boden vor.

Wind kann radonarme Atmosphärenluft in den Boden drücken und damit die Konzentration in der Bodenluft verringern (Jaki & Hess 1958, Weigel 1978, Israelsson 1980), umgekehrt kann über den Boden streichender Wind Unterdruck an der Geländeoberkante erzeugen, der zu einer Sogwirkung mit verstärkter Exhalation und Nachlieferung von Radon führt (Kovach 1945). In Höhlensystemen können geothermische Gradienten solche Gasbewegungen über große Entfernungen bewirken, wobei sich die Strömungsrichtungen mit Temperaturdifferenzen zwischen Höhlen- und Außenluft sowie Luftdruckgradienten saisonal ändern (Gammage et al. 1992; s.a. Kap. 3.4).

4. Bodenluftmessungen

4.1. Einleitung

Die vorangegangenen Kapitel haben ausgeführt, dass die Gaszusammensetzung der Bodenluft sowohl qualitativ als auch quantitativ großen Variationen unterliegt. Hierbei spielen geologische, geochemische und im oberen Boden auch biologische Prozesse eine Rolle.

Wie in der atmosphärischen Luft bilden auch in der Bodenluft Stickstoff, Sauerstoff und Kohlendioxid die Hauptkomponenten. Je nach geologischen Gegebenheiten können neben Wasserdampf, Edelgasen und Wasserstoff untergeordnet auch Schwefelverbindungen (SO₂ in Vulkangebieten, H₂S in der Nähe von Deponien, Sumpf- und Torfgebieten) oder Kohlenwasserstoffe (Methan in der Nähe von Erdgaslagern, Deponien, Sumpf- und Torfgebieten) hinzutreten. Mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen (z.B.: ¹³C, ¹⁸O) ist es oft möglich, die Herkunft der jeweiligen Gaskomponente zu klären.

Bodenluftmessungen werden in der Bodenkunde und Geologie bei unterschiedlichen Fragestellungen eingesetzt. Ob bei bodenökologischen Fragestellungen zur Sauerstoffversorgung im Wurzelbereich (z.B.: O₂/CO₂), als Pfadfinderelement in der Lagerstättenexploration (z.B.: Quecksilber/Sulfidlagerstätten, Radon/Uranvererzungen) oder bei der Lokalisierung von Wegsamkeiten im Untergrund (z.B.: He) - die Anwendungen sind zahlreich und vielfältig. Näheres ist der einschlägigen Literatur zu entnehmen. In diesen Bereichen sind regulierende Anforderungen an Probenahme- und Messverfahren nicht notwendig, weil vorrangig nicht die Absolutgehalte, sondern das Anomalie-Untergrund-Verhältnis des Messsignals entscheidend ist.

In einem anderen Anwendungsbereich von Bodenluftmessungen ist eine einheitliche und geregelte Vorgehensweise bei Probenahme und Messung jedoch unabdingbar, nämlich bei ihrem Einsatz zur Erkennung und Lokalisierung einer Kontamination des Bodens bzw. des Grundwassers. Untersuchungen im Altlastenbereich (Deponiegase) oder von alten Industriestandorten (z.B.: Tankstellen, chemische Betriebe) zur Bewertung der Wirkungspfade Boden/Grundwasser – Mensch sind gängige Praxisbeispiele. Klassischerweise sollen Ausdehnungen von Altstandorten oder Kontaminationen infolge von Unfällen erkundet werden. In aller Regel gilt hier das Augenmerk Methan (CH₄) und CO₂ bzw. organischen Schadstoffen (z.B.: leichtflüchtig halogenierte Kohlenwasserstoffe = LHKW, aromatische Kohlenwasserstoffe Benzol, Toluol, Ethylbenzol, Xylol = BTEX), die sich in der wasserungesättigten Bodenzone befinden. Bodenluftmessungen stellen neben Boden- und Grundwasseruntersuchungen eine Möglichkeit dar, um belastete Areale räumlich von unbelasteten Bereichen abzugrenzen. Die VDI-Richtlinie 3865 beschäftigt sich mit Bodenluftuntersuchungen durch organische Verunreinigungen (VDI-Richtlinie 3865 1988, 1992; s. Kap. 6).

Im den folgenden Kapiteln werden die wichtigsten Anwendungsgebiete von Radonmessungen in der Bodenluft kurz skizziert. Übersichtsdarstellungen finden sich bei Tanner (1964,

1980) und Fleischer (1988). Details und Beispiele aus der Praxis sind der jeweiligen Literatur zu entnehmen.

4.2. Lagerstättenexploration

Nach dem 2. Weltkrieg wurde weltweit - erst rüstungsstrategisch, dann energiepolitisch begründet - gezielt und umfangreich auf Uranlagerstätten exploriert.

Gamma-spektrometrische Untersuchungen von Böden und Gesteinen – z.B. im Rahmen großflächiger Befliegungen erhoben - liefern wegen des geringen Durchdringungsvermögens dieser Strahlung lediglich Hinweise auf den Radionuklidgehalt der obersten Dezimeter und somit nur auf oberflächennahe Uranvererzungen. Radonmessungen erweisen sich hier mitunter als überlegen, da die Migrationsfähigkeit von Radon - in Grundwässern gelöst oder mit Bodenluftströmungen - über große Entfernungen (10er bis 100er Meter) auch die Aufspürung tiefer gelegener Erzvorkommen ermöglicht. Mit Hilfe flächendeckender, zeitintegrierender Radonmessungen wurden Isolinienkarten gleichen Radongehaltes erstellt; Ziel war hierbei die Lokalisierung von Radonanomalien, um Aufschlüsse über uranhöfliche Bereiche und potentielle Bohrpunkte zu erhalten. Geochemische Uran- bzw. Radiumanreicherungen des Bodens verursachen Radonanomalien, die ihre Entstehung der rein diffusiven Radonbewegung über nur geringe Entfernungen von maximal wenigen Metern verdanken. Strukturelle Anomalien haben ihre Ursache in der Radonmigration über vergleichsweise weite Entfernungen (bis zu einigen 10er Metern) und liefern Anhaltspunkte über tiefer gelegene Vererzungen.

Literatur zum Thema: Behounek (1927), Teuscher & Budde (1957), Tanner (1964, 1980), Dyck (1969 a, b, c, 1975), Bowie, Ball & Ostle (1971), Dyck et al. (1971), Stevens, Rouse & De Voto (1971), Miller & Ostle (1973), Caneer & Saum (1974), Gudden, Schmid & Cardoso (1974), Gingrich (1975), Beck & Gingrich (1976), Gingrich & Fisher (1976), Morse (1976), Smith, Barretto & Pournis (1976), Warren (1977), Hambleton-Jones (1978), Severne (1978), Fleischer, Hart & Mogro-Campero (1980), Müller (1980, 1982), Pacer & Czarnecki (1982), Telford (1983), Gingrich (1984), Schmid & Olschewski (1984), Card et al. (1985), Ghose, Paul & Sastri (2003).

Aus neuerer Zeit liegen zur Exploration i.e.S. nur wenige Arbeiten vor, oftmals steht der gesundheitliche Aspekt der Minenarbeiter im Vordergrund (Titov et al. 2000, Anjos et al. 2010). Mudd (2008) gibt einen Überblick zur radiologischen Situation im Bergbau und hier speziell zur Radonbelastung. Eine in unmittelbar mit dem Bergbau in Zusammenhang stehende Anwendung für Radonmessungen beschreiben Xue, Dickson & Wu (2008): Mittels Radonmessungen in der oberflächennahen Bodenluft sollen untertägige Brandherde in Kohleminen lokalisiert werden. Es wird vermutet, dass in der Tiefe freigesetztes Radon mit Trägergasen wie CO, CO₂ oder CH₄ an die Oberfläche transportiert, wobei temperaturbedingte Druckunterschiede als Antriebsmechanismus fungieren.

4.3. Tektonik

Seit vielen Jahrzehnten werden Bodenluftmessungen als Hilfsmittel bei der geologischen Kartierung verdeckter Spalten und Störungen sowie bei der Auffindung von Gangmineralen eingesetzt, da sich Störungen und Vererzungen unter einer Bodenbedeckung als Gasanomalie in der oberflächennahen Bodenluft "durchpausen" können.

Im Festgestein bilden Kluft- und Spaltensysteme sowie Zerrüttungszonen und Lösungshohlräume das Wegenetz. Auch Bergschäden im Hangenden von Grubengebäuden im Gefolge umgehenden oder aufgelassenen Bergbaus können ausgedehnte Wegsamkeiten im Untergrund generieren. Es entsteht eine großräumige Drainage, die bis in große Tiefen hinab reichen kann. Die heterogenen und anisotropen Verhältnisse bedingen einen gerichteten Transport - mitunter über weite Entfernungen.

Abschiebungen sind für eine Gasmigration geeigneter als Aufschiebungen, da in der Hangendscholle Begleitstörungen auftreten, so dass nicht nur eine einzelne Bewegungsbahn existiert, sondern eine Schar von Störungen, entlang denen ein aufwärts gerichteter Gas-transport stattfinden kann.

Ein Fluidtransport (Grundwasser, Bodengase) auf Störungsbahnen kann aber behindert bzw. gänzlich unterbunden werden, wenn es zu einer nachträglichen Abdichtung der Wegsamkeiten durch Mineralisationen kommt.

Literatur zum Thema: Ambronn (1922, 1926), Koenigsberger (1922, 1926), Ludewig & Witte (1924/25, 1926), Witte (1926), Müller (1927), Patriciu (1930), Israel & Becker (1935), Vogt (1935), Israel-Köhler & Becker (1936), Aeckerlein (1937), Hatuda (1954), Löser (1959), Vogler (1960), Aeckerlein & Vogt (1963), Israel & Björnsson (1967), Müller (1980, 1982), Crenshaw, Williams & Stoiber (1982), Kristiansson & Malmqvist (1982, 1984), Ball, Nicholson & Peachey (1983), Fürst & Bandelow (1983), Käßler (1984), Schmid & Olschewski (1984), Bouko, Charlet & Quinif (1985), Durrance & Heath (1985), Taipale & Winqvist (1985), Jacob & Uchdorf (1987), Aubert & Baubron (1988), Clamp & Pritchard (1998), Ogden et al. (1988), Voutilainen et al. (1988), Gates & Gundersen (1989), Reimer & Gundersen (1989), Woith et al. (1989), Gates, Gundersen & Malizzi (1990), Lombardi & Reimer (1990), Baubron et al. (1991), Czarwinski & Lehmann (1991), Erzinger et al. (1991, 1992), Lehmann (1991), Lehmann & Czarwinski (1991), Siehl (1991), Ball & Clarke (1992), Barnet & Prochazka (1992), Ciekowski & Solecki (1992), Keller et al. (1992), O'Connor (1992), Pekdeger & Woith (1992), Kresl, Klecka & Vankova (1993), Varley & Flowers (1993), Etiope & Lombardi (1995), King et al. (1996), Al-Tamimi & Abumurad (2001), Papastefanou et al. (2001), Ajayi & Adepelumi (2002), Ioannides et al. (2003), LaBrecque & Cordoves (2003), Moussa & El Arabi (2003), Al-Ta, Al-Bataina & Atallah (2004), Swakon et al. (2005), Inceöz et al. (2006), Urbani et al. (2006), Wang et al. (2006), Amponsah et al. (2008), Walia et al. (2008), Baykara et al. (2009), Perrier et al. (2009), Seminsky & Bobrov (2009), Al-Hilal & Al-Ali (2010), Lombardi & Voltattorni (2010), Richon et al. (2010), Neri et al. (2011), Thinova, Fronka & Rovenska (2011).

4.4. Erdbebenvorhersage

Seit langem werden zur Erdbebenvorhersage neben einer Vielzahl anderer geophysikalischer und geochemischer Parameter auch Radonkonzentrationen im Grundwasser und/oder in der Bodenluft kontinuierlich gemessen und überwacht. Ziel ist die Vorhersage von Ort, Zeitpunkt und Stärke eines Erdbebens aufgrund charakteristischer zeitlicher und räumlicher Variationen bestimmter Parameter. Eine solche Prognose ist bislang jedoch noch nicht möglich. Die Entstehungsmechanismen für Radonimpulse als Vorläufer von Erdbeben hängen mit Schwankungen des Porenvolumens der Gesteine unter veränderten Spannungsfeldern im Untergrund zusammen. Allerdings ist noch kein charakteristisches Zeitreihenmuster vor Beben erkennbar: kontinuierliche bzw. schrittweise Konzentrationsanstiege wurden ebenso beobachtet wie Abfälle vor einem seismischen Ereignis. Die gegenseitige räumliche Anordnung von Messpunkt und Epizentrum des Bebens spielt hierbei eine wichtige Rolle. Während des kontinuierlichen Aufbaus von Spannungen im Gestein vor einem Erdbeben wird in Gebieten der Kompression radonhaltige Luft aus dem Gestein ausgepresst: Eine positive Radonanomalie vor einem Erdbeben ist die Folge. In Dilatationsgebieten sind die Radongehalte vor einem Beben unterdurchschnittlich (negative Radonanomalie), weil in den vergrößerten Porenraum atmosphärische Luft einströmt und die Radonkonzentration in der Bodenluft verdünnt. Ursache (Erdbeben) und Wirkung (Radonanomalie) können räumlich weit voneinander entfernt auftreten, wenn die Gesteine zur Weiterleitung der Spannung fähig sind oder eine hydraulische Verbindung zwischen dem Gebiet des Epizentrums und dem Messgebiet existiert. Grundwasseranomalien lassen sich am besten durch Mischung chemisch unterschiedlicher Aquifere oder Fluide nach der Entstehung neuer unterirdischer Verbindungswege, Bodenluftanomalien durch druckinduzierte Vergrößerung der inneren, reaktiven Gesteinsoberfläche mit einer daraus resultierenden erhöhten Gasfreisetzung im Gefolge seismischer Erschütterungen erklären.

Neben episodischen, tektonisch und vulkanisch bedingten Erdbeben können auch die periodischen Erdgezeiten zeitliche Variationen der Gasgehalte in der Bodenluft und im Grundwasser verursachen (Lenzen 1995).

Literatur zum Thema: Shiratoi (1927), Hatuda (1953), Okabe (1956), Ulomov & Mavashev (1968), Ernst (1970), Sadovsky et al. (1972), Group of Hydrochemistry (1975), Iwasaki (1976), Raleigh et al. (1977), King (1978, 1980, 1981, 1985, 1986), Birchard & Libby (1980), Cox, Cuff & Thomas (1980), Mogro-Campero, Fleischer & Likes (1980), Shapiro et al. (1980, 1981, 1985), Smith, Wollenberg & Mosier (1980), Talwani, Moore & Chiang (1980), Teng (1980), Wakita et al. (1980), Chung (1981, 1985), Del Pezzo et al. (1981), Hammond et al. (1981), Hauksson (1981), Hauksson & Goddard (1981), Jiang & Li (1981), Steele (1981, 1985), Allegri et al. (1983), Fleischer & Mogro-Campero (1983, 1985), Bouko, Charlet & Quinif (1985), Li et al. (1985), Liu et al. (1985), Robinson & Whitehead (1986), Teng & Sun (1986), Thomas, Cuff & Cox (1986), Friedmann et al. (1988), Thomas (1988), Wakita, Nakamura & Sano (1988), Woith et al. (1989), Charlet et al. (1990), Igarashi & Wakita (1990), Khan, Tufail & Qureshi (1990), Heinicke & Koch (1992), Martinelli & Finazzi (1992), Segovia, Mena & Tamez (1993), Segovia et al. (1999), Singh et al. (1999), Planinic, Radolic & Lazanin (2001), Walia et al. (2003), Zmazek et al. (2003), Planinic, Radolic & Vukovic (2004), Crockett et al. (2006), Kuo et al. (2006), Cigolini, Laiolo & Coppola (2007), Erees et al. (2007),

Baykara et al. (2008), Miklavcic et al. (2008), Ramola et al. (2008), Fu et al. (2009), Ghosh, Deb & Sengupta (2009), Giammanco et al. (2009), Koike, Yoshinaga & Asaue (2009), Walia et al. (2009), Kuo et al. (2010), Papastefanou (2010), Reddy et al. (2010), Tsunomori & Kuo (2010), Ghosh et al. (2011).

4.5. Radon in der Bodenluft und in Gebäuden

In den letzten Jahren wurden weltweit zahlreiche Untersuchungen über den Zusammenhang bzw. eine mögliche Abhängigkeit zwischen Radonkonzentrationen in der Bodenluft und in Gebäuden durchgeführt. Es wurde beispielsweise versucht, über sogenannte Transferfaktoren den Radoneintritt aus dem Baugrund ins Haus unter Berücksichtigung der Bausubstanz zu quantifizieren (Kemski et al. 1998 a, Kemski & Klingel 2002, 2008, Klingel & Kemski 2001, Barnet 2004, Kemski, Klingel & Stegemann 2004, Barnet, Miksova & Fojtikova 2005, Neznal & Neznal 2006 a, Barnet & Fojtikova 2008). Daneben wurden in zahlreichen regionalen oder lokalen Fallstudien geologische Einheiten hinsichtlich ihrer unterschiedlichen Radongehalte in der Bodenluft beschrieben.

Verschiedentlich werden die beiden Parameter Radonkonzentration in der Bodenluft (stellvertretend für die Quelle) und Gasdurchlässigkeit (stellvertretend für die Migrationsmöglichkeiten) miteinander qualitativ und/oder halbquantitativ zu einer Bewertungszahl oder Klasseneinteilung o.ä. verknüpft. Hierfür sind Begriffe wie *radon potential*, *radon availability*, *radon risk class* geprägt worden (Eaton & Scott 1984; Tanner 1986, 1988; Raes, Poffijn & Eggermont 1988, Slunga 1988; Surbeck 1991; Medici & Rybach 1992; Rybach, Medici & Surbeck 1992; Scott 1992). Mit deren Hilfe können Messpunkte, Grundstücke oder Untersuchungsgebiete (z.B.: Gemeinden) kategorisiert oder klassifiziert werden. In einem anschließenden Schritt können diesen Kategorien oder Klassen Empfehlungen zum radonsicheren Bauen zugeordnet werden. Über den Vergleich dieser Klassifikationen mit vorliegenden Raumluftmesswerten können mögliche Korrelationen zwischen hohen Bodenluftkonzentrationen und einer größeren Anzahl von Häusern mit erhöhten Raumluftwerten untersucht werden. In zahlreichen Ländern wurden in den letzten Jahren derartige Ansätze verfolgt. Es sei auf die umfangreiche Originalliteratur verwiesen.

Literatur zum Thema: Yarborough (1980), Åkerblom & Wilson (1981), Sachs, Hernandez & Ring (1982), Åkerblom, Andersson & Clavensjö (1984), Fernandez et al. (1984), Buchli & Burkart (1985, 1989), Burkart et al. (1985), Castren et al. (1985), Lindmark & Rosen (1985), Stranden & Kolstad (1985), Fleischer (1986), Papastefanou et al. (1986), Tanner (1986), Kobal et al. (1987), Brookins (1988, 1991), Crameri, Furrer & Burkart (1988), Damkjær & Korsbech (1988), Gundersen et al. (1988), Hand & Banikowski (1988), Mose & Mushrush (1988), Ogden et al. (1988), Peake (1988), Rose, Washington & Greeman (1988), Slunga (1988), Stranden & Strand (1988), Surbeck (1988, 1991), Gates & Gundersen (1989), Geczy, Csige & Somogyi (1989), Lenart et al. (1989), Mushrush, Mose & Chrosinak (1989), Reimer & Gundersen (1989), Rybach & Medici (1989), Somogyi, Hunyadi & Hakl (1989); Doyle, Grasty & Charbonneau (1990), Duval & Otton (1990), Gates, Gundersen & Malizzi (1990), Greeman, Rose & Jester (1990), Otton (1990), Reimer (1990), Ball et al. (1991), Barnet (1991),

Barnet, Anton & Hulka (1991), Czarwinski & Lehmann (1991), Duval (1991), Harrell, Belsito & Kumar (1991), Lehmann (1991), Lehmann & Czarwinski (1991), Mjönes (1991), Neznal, Neznal & Smarda (1991), Peake & Schumann (1991), Reimer (2001), Reimer et al. (1991), Rox et al. (1991), Siehl (1991), Thomas (1991), Brown et al. (1992), Havranek & Vesely (1992), Medici & Rybach (1992), Mose, Mushrush & Chrosniak (1992), Neznal, Neznal & Smarda (1992 b), Rybach, Medici & Surbeck (1992), Scott (1992), Surbeck & Piller (1992), Washington & Rose (1992), Watson & Selby (1992), Flexser, Wollenberg & Smith (1993), Ennemoser, O. et al. (1995), Purtscheller, F. et al. (1995), Gundersen & Schumann (1996), Hobbs & Maeda (1996), Choubey, Sharma & Ramola (1997), Farid (1997), Vasarhelyi et al. (1997), Choubey et al. (1999), Grant et al. (2001), Wiegand (2001), Vaupotic, Andjelov & Kobal (2002), Zmazek et al. (2003), Sun, Guo & Zhuo (2004), Barnet, Miksová & Fojtíková (2005), Fujiyoshi, Kinoshita & Sawamura (2005), Erees et al. (2006), Finkelstein, Eppelbaum & Price (2006), Singh et al. (2006), Choubey et al. (2007), Fukui (2007), Malczewski & Zaba (2007), Richon et al. (2007), Žunic et al. (2007), Breitner et al. (2008), Chen et al. (2008 a, b), Gruber et al. (2008), Ramola et al. (2008), Smethurst et al. (2008), Chen (2009), Chen et al. (2009), Cosma et al. (2010), Appleton, Miles & Young (2011), Gal et al. (2011).

5. Radonmessungen

5.1. Probenahme- und Radonmessverfahren

Radonmesswerte müssen nicht nur in Abhängigkeit von natürlichen Faktoren (s. Kap. 3) interpretiert werden, sondern die Probenahme und die Wahl des Messverfahrens müssen stets kritisch hinterfragt werden, denn sie beeinflussen Variationsbreite und systematische Trends der Messwerte.

Es existiert eine Vielzahl von Radonmessverfahren, die nicht einheitlich klassifiziert werden. Zudem erfolgt die Probenahme der Bodenluft, die oftmals auf das gewählte Messverfahren abgestimmt ist, auf sehr unterschiedliche Weise. Auch der SSK-Leitfaden zur Radonmessung in Raum- und Bodenluft sowie Wasser enthält keine Kategorisierung, sondern lediglich allgemein gehaltene Beschreibungen unterschiedlicher Messprinzipien (SSK 2002). Kurze Übersichtsdarstellungen verschiedener Radonmessverfahren finden sich bei Papastefanou (2002, 2007).

Eine einfache Klassifizierung unterteilt die Verfahren nach der **Funktionsweise**.

Aktive Verfahren verwenden Messgeräte, die mechanische und/oder elektronische Bauteile beinhalten und eine externe Energieversorgung benötigen. In aller Regel setzen sie sich aus einer Messkammer mit Detektor, einem Verstärker und der Auswerteelektronik zusammen. Ionisationskammern oder Szintillationszähler mit Lucas-Zellen sind hierbei die am häufigsten genutzten Messgeräte.

Passive Verfahren kommen ohne Energieversorgung, elektronische und mechanische Bauteile aus. Die Messeinrichtungen bestehen lediglich aus dem Detektor in einem Schutzgehäuse, der in den Boden eingebracht und für eine bestimmte Zeit exponiert wird. Kernspurdetektoren sind hier die am häufigsten genutzten Messgeräte.

Unter praktischen Gesichtspunkten ist eine Klassifizierung nach der **Messzeit** (Kurzzeitmessung, kontinuierliche oder integrierende Messung) sinnvoll. Im Folgenden werden diese Verfahren, auch in Zusammenhang mit der jeweiligen Probenahme, kurz beschrieben und diskutiert.

Kurzzeitmessungen liefern einen Momentanwert der Radonkonzentration am jeweiligen Messpunkt („Spot“-messung, *grab sample*). Hierbei handelt es sich stets um aktive Verfahren, wobei verschiedene Messgeräte zum Einsatz kommen können (z.B.: Ionisationskammer, Szintillationszähler, Halbleiterdetektor). Der Zeitaufwand für die Probenahme und Messung ist zumeist gering und beträgt je nach Methode ca. 15 bis 60 Minuten. In vergleichsweise kurzer Zeit können also viele Messpunkte beprobt werden. Die Ergebnisse sind unmittelbar oder kurz nach der Messung verfügbar, ggf. notwendige Wiederholungsmessungen oder eine Messpunktverdichtung sind somit ohne großen Aufwand möglich.

Die Wartezeit zwischen Probenahme und Messung bestimmt, ob Radon und/oder Thoron in der Bodenluft gemessen werden (s.u.); ggf. muss eine Messwertkorrektur erfolgen. Es wird

ein Einzelwert der Radonkonzentration gewonnen, dessen Höhe von täglichen und saisonalen Schwankungen - bedingt durch exo- und endogene Faktoren - beeinflusst sein kann. Die Ermittlung von Extremwerten ist möglich. Räumliche und zeitliche Gradienten lassen sich fast ausnahmslos, Gehalte in ihrer absoluten Höhe jedoch nicht immer reproduzieren. Bei der Probenahme kann der Bodenlufthaushalt gestört werden und es besteht die Gefahr der Probenkontamination mit Atmosphärenluft.

Bei Kurzzeitmessungen wird eine nur für diese Messung nutzbare (temporäre) Messstelle eingerichtet. An dieser wird eine Sonde in den Boden eingebracht, über die Bodenluft in ein Probenahmegefäß (z.B.: Lucas-Zelle) oder direkt in die Detektorkammer (z.B.: Ionisationskammer) gesaugt oder gepumpt wird; je nach Messgerät ist auch eine Bodenluftmessung im Durchflussbetrieb möglich.

Bodenluftsonden können verschieden gestaltet sein. Es ist zwischen Bodenluftsonden mit und ohne Packer zu unterscheiden. Bei der Verwendung von Sonden mit Packern ist das Vorbohren eines auf die Sondengröße abgestimmten Bohrloches notwendig, in das anschließend die Bodenluftsonde eingesetzt wird. Sonden ohne Packer können unmittelbar in den Boden eingeschlagen werden. Kurze Beschreibungen verschiedener Verfahren enthält Kapitel 5.4. Grundsätzlich ist vor der eigentlichen Probenahme das Vorsaugen von Bodenluft notwendig, um Störungen des Bodenlufthaushaltes beim Einbringen der Sonde entgegenzuwirken und gleichzeitig das Totvolumen der Probenahmeeinrichtung zu berücksichtigen. Die Vorsaugvolumen kann je nach Art der Sonde und der Beprobung variieren.

Bei dieser Art der Probenahme findet stets aktiver Transport von Bodenluft entsprechend einem Druckgefälle statt. Unter idealen Bedingungen (homogener und isotroper Bodenaufbau) kann man von einem kugelförmigen Lieferraum um die Sondenspitze ausgehen. In der Praxis sind diese Bedingungen nie gegeben; hier liefert je nach Durchlässigkeit des Bodens ein unterschiedlich großes Bodenvolumen einen Beitrag zum Messsignal. Die Anströmbedingungen und damit Größe und Form dieses Bodenvolumens können stark variieren, in horizontaler und/oder vertikaler Richtung verzerrt sein und sind nicht ohne weiteres zu bestimmen. Vertikale und horizontale Änderungen im Bodenaufbau haben darauf entscheidenden Einfluss. Aber auch die Dauer der Probenahme kann eine Rolle spielen. In sehr gut permeablen Böden ist das potenzielle „Radonreservoir“ größer, weil Radon auch aus größerer Entfernung zum Probenahmepunkt nachgeliefert werden kann. In weniger gut durchlässigen Böden kann es dagegen nach einer gewissen Zeit zu einem Abfall der Radonkonzentration kommen, weil die Radonfreisetzung in den Porenraum nicht mehr Schritt mit der Entnahme halten kann. Ein solcher Konzentrationsabfall wird nur bei lang andauernder Bodenluftentnahme oder bei gleichzeitiger Beprobung eines begrenzten Areals an zahlreichen Probenahmestellen (z.B.: Vergleichsmessungen; s. Kap. 5.3) zu beobachten sein. Die im Rahmen gängiger Spotmessungen entnommenen Bodenluftmengen (zwischen einigen Millilitern und wenigen Litern) sind zu gering, als dass hier dieser Effekt zum Tragen käme. Realistischerweise kann man in Abhängigkeit von Bodenart und Pumprate von einem maximalen Transport radonhaltiger Bodenluft zur Sonde über wenige Meter ausgehen.

Die Vorgehensweise bei der Probenahme ähnelt gängigen Methoden routinemäßig durchgeführter geotechnischer Untersuchungen, so dass nach entsprechender Einarbeitung ein-

schlägige Auftragnehmer wie Ingenieurbüros in die Lage versetzt sind, diese Messungen durchzuführen. Probenahmen aus 1 m Tiefe, ggf. auch aus tieferen Bodenhorizonten sind in aller Regel ohne Probleme und mit vertretbarem Geräte- und Zeitaufwand möglich. Die Nutzung normierter Sonden erlaubt die zusätzliche Bestimmung der Gasdurchlässigkeit des Bodens.

Kurzzeitmessungen stellen eine „Momentaufnahme“ der jeweiligen Radonsituation dar. Daher ist die Erarbeitung entsprechender Messanleitungen dringend angeraten. Hierin soll der tiefenabhängigen und zeitlichen sowie räumlichen Variabilität der Radonkonzentration in der Bodenluft Rechnung getragen werden, indem verbindliche Randbedingungen der Messung definiert werden. Eine standardisierte Dokumentation der Messparameter und der Randbedingungen muss vorgeschrieben werden. Nicht selten ist die Bodenluftentnahme in dichten Böden erschwert, weil aus dem Probenahmeraum in der Tiefe kein ausreichend großes Bodenluftvolumen entnommen werden kann. Als Möglichkeit zur Abhilfe kann in diesen Fällen die Sonde wenige Zentimeter aus dem Boden herausgezogen werden, um die den Entnahmeraum in der Tiefe zu vergrößern. Aus Gründen der Vergleichbarkeit ist z.B. diese Situation zu dokumentieren. Entsprechendes gilt für Abweichungen von einer ggf. standardisierten Entnahmetiefe (z.B.: 1,0 m), vorgegebenen Vorsaugvolumina u.a..

Kontinuierliche Messungen ermitteln die Variation bzw. den Gang der Radonkonzentration. In der Regel werden hierfür kompakte Messgeräte eingesetzt, die Detektor, Auswertelektronik und Datenspeicher enthalten. Die Messwerte werden mit einer geräteabhängigen Zeitauflösung über verschieden lange Zeitintervalle abgespeichert. Bei diesem aktiven Verfahren erfolgt die Detektion von Radon in der Regel durch Halbleiterdetektoren. Verschiedene Hersteller bieten derartige netzunabhängig zu betreibende Messgeräte unterschiedlicher Ausstattung und Bauart an.

Für kontinuierliche Messungen wird eine stationäre Bodenluftmessstelle angelegt, in die das Messgerät je nach Bauart in einem Schutzgehäuse oder frei zugänglich in den Boden eingebracht wird, so dass sich der eigentliche Detektor in der gewünschten Messtiefe befindet. Je nach Größe des Gerätes kann dies mit erheblichem technischem Aufwand verbunden sein. In der Praxis wird daher oftmals nur in Tiefen von wenigen Dezimetern gemessen.

Das Gerät verbleibt über den gesamten Messzeitraum am Messpunkt. Es ist batteriebetrieben und für einen Messzeitraum von mehreren Monaten ausgelegt. Die Auslesung der Messdaten erfolgt bei laufender Messung über eine Schnittstelle mittels eines Datenloggers oder Laptops; das Messgerät selbst muss hierfür nicht aus dem Boden entfernt werden. Parallel zur Radonaktivitätskonzentration können je nach Geräteausstattung über zusätzliche Sensoren weitere Kenngrößen (z.B.: Bodentemperatur, -feuchte) erfasst werden. Korrelationsbetrachtungen mit ebenfalls zeitauflösenden Messungen anderer Parameter (z.B.: Meteorologie, Bodenphysik) sind problemlos möglich.

Problematisch ist die Gewährleistung einheitlicher und reproduzierbarer Randbedingungen während der Messdauer. Nach Vergraben des Messgerätes im Boden oder Einbau in einen Pegel muss der darüber befindliche Hohlraum wieder verschlossen bzw. abgedichtet werden. Hierbei ist einerseits darauf zu achten, dass die ursprünglichen Bodenverhältnisse ohne

Verdichtung oder Auflockerung wiederhergestellt werden und dass keine Kontamination durch Atmosphärenluft stattfinden kann. Oftmals wird das vorher ausgehobene Bodenmaterial in weniger starker Verdichtung in den Hohlraum über dem Gerät eingebracht (Rein 2008). Ein exakter Rückbau des ursprünglichen Bodengefüges ist kaum möglich, daher können Änderungen der tiefenabhängigen Radonverteilung mit Auswirkungen auf die Radonmigration im Boden und eine Kontamination mit Atmosphärenluft nicht ausgeschlossen werden.

Radon gelangt rein diffusiv zum Detektor (Ausnahme: Einbau des Detektors an Messort mit zusätzlich konvektiver Radonzufuhr). Das Resultat ist im Prinzip unmittelbar verfügbar. Der Gang der Radonkonzentration kann integrierend über konstante Messintervalle aufgezeichnet werden. Für jeden Zeitraum, der ein Vielfaches des kleinsten Messintervalles beträgt, können anschließend statistische Kennwerte der Zeitreihe ermittelt werden. Extremwerte können erfasst und zeitlich aufgelöst werden, wenn die Dauer des verursachenden Ereignisses länger als das Messintervall ist bzw. seine Wirkung (Anstieg oder Abfall der Radonkonzentration) länger als mindestens ein Messintervall andauert.

Bei dem oben beschriebenen Einbau des Messgerätes im Boden wird unterhalb des eigentlichen Detektors ein Hohlraum unterschiedlicher Größe geschaffen, der als zusätzliche Diffusionsstrecke für die Bodenluft dient. Auf dem Weg von seinem Entstehungsort zum Detektor erfolgt ein Radonzerfall, der je nach Weglänge bzw. Diffusionsdauer unterschiedlich sein kann. Damit ist die in unmittelbarer Umgebung des Detektors gemessene Radonkonzentration stets geringer als die Radonkonzentration im umgebenden Porenraum. Tendenziell resultiert daraus eine Unterschätzung der „wahren“ Bodenluftkonzentration im Porenraum. Zudem kann es in Abhängigkeit von Bodenfeuchte und -temperatur zur Kondensation von Wasser auf der Detektoroberfläche kommen, wodurch das Ansprechverhalten des Detektors verringert und die „wahre“ Radonkonzentration unterschätzt wird.

Die Größe des Bodenluft- bzw. Radonreservoirs kann anhand des effektiven Diffusionskoeffizienten und der Halbwertszeit von Radon abgeschätzt werden. Realistischerweise kann man in Abhängigkeit von der Bodenart von einer maximalen Diffusionsweite von wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern ausgehen.

Aus praktischen Gründen ist sicherzustellen, dass das Messgerät während der gesamten Messzeit unversehrt bleibt. Hierfür ist eine entsprechende Sicherung des Messortes notwendig. Daher und aufgrund der vergleichsweise hohen Anschaffungskosten werden diese Geräte bevorzugt für wissenschaftliche Fragestellungen und nicht im täglichen Routinebetrieb eingesetzt.

Integrierende Messungen werden zumeist mit Hilfe von Kernspurdetektoren durchgeführt. Dieses passive Verfahren wird routinemäßig bei Raumlufmessungen angewandt, um einen Langzeitmittelwert über mehrere Monate bis hin zu einem Jahr zu erhalten. Die Detektoren sind für Raumlufmessungen mit durchschnittlichen Radonkonzentrationen zwischen 10^1 und 10^3 Bq/m³ bei einer maximalen Expositionszeit von einem Jahr konzipiert. Aufgrund der deutlich höheren Radonkonzentrationen in der Bodenluft (10^3 bis 10^6 Bq/m³ = 1 kBq/m³ bis 1.000 kBq/m³) besteht schon bei durchschnittlichen Bodenluftkonzentrationen von einigen

10er kBq/m³ und einer Expositionszeit von nur wenigen Wochen die Gefahr der Überexposition. Ihre zeitliche Einsatzmöglichkeit ist daher sehr stark limitiert. In Abhängigkeit von Detektormaterial und Ätzbedingungen sind Expositionen über 2 bis 4 Wochen realistisch; ein echter Langzeitmittelwert über Monate oder gar ein Jahr kann mit einer derartigen Bodenluftmessung also nicht bestimmt werden. Um Missverständnisse zu vermeiden, sollte daher bei Einsatz von Kernspurdetektoren für Bodenluftmessungen der Begriff „Langzeitmessung“ nicht verwendet werden! Vor der eigentlichen Messung sind systematische Untersuchungen zur optimalen Anpassung des jeweiligen Detektormaterials an die Höhe der Bodenluftkonzentration (z.B.: Expositionszeit, Ätzbedingungen) notwendig.

Die Durchführung integrierender Messungen ist derjenigen von kontinuierlichen Messungen ähnlich.

Auch hier wird eine stationäre Bodenluftmessstelle angelegt, in die ein oder mehrere Detektoren in einem Schutzgehäuse oder frei zugänglich eingebracht werden. Für das Einbringen der Detektoren in den Boden, zumal in eine Tiefe von 1 m, ist in Abhängigkeit vom benötigten Bohrlochdurchmesser spezielle Ausrüstung und größerer technischer und zeitlicher Aufwand notwendig. Daher werden solche Messungen aus praktischen Gründen häufig in Tiefen von nur wenigen Dezimetern durchgeführt. Eine standardisierte Probenahmetiefe von 1 m – wie sie mit Bodenluftsonden zumeist erreicht wird – ist je nach Substrat nicht immer zu realisieren. Zeitgleiche Messungen anderer Parameter am selben Pegel wie beispielsweise der Gasdurchlässigkeit sind mit dieser Methode nicht möglich.

Hinsichtlich der Gewährleistung einheitlicher und reproduzierbarer Randbedingungen sowie der tendenziellen Unterschätzung der „wahren“ Radonkonzentration im Porenraum gilt das oben Gesagte.

Radon gelangt auch hier rein diffusiv zum Detektor (Ausnahme: Einbau des Detektors an Messort mit zusätzlich konvektiver Radonzufuhr). Die Auswertung der Messung geschieht räumlich und zeitlich getrennt im Labor; das Ergebnis ist somit nicht unmittelbar verfügbar. Nachteilig ist, dass ein Messort zudem zweimal - zum Auslegen und Einsammeln der Detektoren - besucht werden muss. Da Messzeiten von mehreren Tagen oder Wochen möglich sind, werden kurzzeitige exo- oder endogene Einflüsse auf die Radonkonzentration herausgemittelt und somit nicht erfasst, ebenso wenig wie Extremwerte.

Für einen routinemäßigen Einsatz integrierender Messungen, insbesondere zur Bewertung eines Baugrundes, muss aber die Vergleichbarkeit mit den Resultaten der zur Zeit gängigen Kurzzeitmessverfahren gewährleistet sein. Zudem müssen einheitliche Probenahme- und Messbedingungen definiert werden, die auch systematische Fehlerquellen (z.B.: Kondensationseffekte) hinreichend berücksichtigen. Hier besteht noch Forschungsbedarf.

Die Problematik des Vergleiches von Radonkonzentrationen, die mit aktiven und passiven Messverfahren ermittelt wurden, beschreibt Tanner (1991 a). Beim Einsatz passiver Messverfahren diffundiert Radon aus der Bodenmatrix durch den Hohlraum des Bohrloches zum Detektor. Da auf diesem Weg ein Teil des Radon zerfällt, ist die ermittelte Radonkonzentration innerhalb des Bohrloches geringer als die "wahre" im umgebenden Porenraum. Bei akti-

ven Verfahren wird durch das Absaugen der radonhaltigen Bodenluft ein solcher Verdünnungseffekt verhindert, und die Radonkonzentrationen sind höher als bei passiven Verfahren. Dies wird durch Feldmessungen zahlreicher Autoren bestätigt (Rybach & Medici 1989; Varley & Flowers 1993; Sundal et al. 2004; Ke et al. 2007).

Mit den oben beschriebenen Messverfahren wird stets die Aktivitätskonzentration von Radon und/oder seinen alpha-strahlenden Folgeprodukten bestimmt. Eine Beeinflussung des Messwertes durch Thoron und seine ebenfalls alpha-strahlenden Folgeprodukte muss berücksichtigt bzw. ausgeschlossen werden. Dazu bestehen folgende Möglichkeiten, die aber vom jeweiligen Verfahren bzw. Detektor abhängig sind:

- energiespezifische Diskriminierung zwischen den verschiedenen Radionukliden (z.B.: Halbleiterdetektoren),
- Messung der Bodenluftprobe unmittelbar nach der Probenahme (Radon- und Thoronanteil) sowie zu einem späteren Zeitpunkt (mindestens 10-minütige Wartezeit; ausschließlich Radonanteil) und daraus Berechnung des Thoronanteils am Messsignal (z.B.: Szintillationszähler mit Lucas-Zellen),
- Einhaltung einer ausreichend langen Wartezeit zwischen Probenahme und Messung, um den Zerfall von Thoron zu gewährleisten (z.B.: Szintillationszähler mit Lucas-Zellen); diese Bedingung ist nach 10 Minuten (= ca. 10 Halbwertszeiten von Thoron) erfüllt,
- künstliche Verlängerung des Diffusionsweges zum eigentlichen Detektor, während dieser Zeit zerfällt Thoron quantitativ (z.B.: Diffusion durch Gehäusewandung von Kernspurdetektoren).

5.2. Fehlerbetrachtung

Wie bei jeder Messung muss auch bei der Ermittlung der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft eine Fehlerbetrachtung erfolgen und die Repräsentativität einer Messung bewertet werden. Letztere kann durch die Begriffe Genauigkeit und Präzision definiert werden.

Die Genauigkeit einer Messung sollte beschreiben, wie nahe der Messwert dem tatsächlichen „wahren“ Wert kommt. Fatalerweise ist ein solcher fiktiver Wert bei Radonmessungen im unbekanntem Terrain aufgrund der zeitlichen und räumlichen Variabilität sowie unterschiedlicher Fragestellungen zunächst nicht gegeben. Die Präzision einer Messung beschreibt, wie gut die Reproduzierbarkeit eines Messwertes im Hinblick auf einen bekanntem Wert, z.B. einen zertifizierten Standard, ist. Es gilt Gleiches wie oben: auch dieser Ansatz ist theoretisch, da kein als konstant anzusehender „Bodenluftstandard“ existiert. Zur Zeit stellen Vergleichsmessungen an natürlichen Referenzorten bei definierten Randbedingungen (z.B.: Messtiefe, Vorsaugvolumen, u.U. Meteorologie; s. Kap. 5.3) das den praktischen Anforderungen am nächsten kommende Verfahren zur Fehlerabschätzung dar. Bei diesem Szenario ist eine als repräsentativ anzusehende Radonkonzentration in der Bodenluft bestenfalls als globales Mittel über unterschiedliche Messverfahren und variierende Beprobungen abzulei-

ten. Die Fehlerbetrachtung von Radonbodenluftmessungen ist somit nicht trivial und bedarf einiger methodischer Überlegungen. Was als Fehler einer Radonmessung anzusehen ist, hängt auch von der Fragestellung ab. Ist beispielsweise ein Langzeitmittelwert gefragt, sind kurzzeitige natürliche zeitliche Schwankungen (bedingt beispielsweise durch Witterungsänderungen) als Fehler anzusehen, ist ein regionales Mittel gefragt, sind es die lokalen Variationen (bedingt beispielsweise durch Unterschiede in Korngröße, Feuchte und/oder Radionuklidaktivität).

Unabhängig von den zeitlichen und lokalen Variationen kann die Abschätzung der ausschließlich messtechnisch bedingten Schwankungsbreite eines Radonmesswertes erfolgen. Diese ist in der Praxis zumeist mit ausreichender Sicherheit zu ermitteln, wodurch mögliche zeitliche und/oder räumliche Variationen der Radonkonzentration zumindest größenordnungsmäßig eingegrenzt werden können.

Der Fehler der eigentlichen Radonmessung setzt sich aus der zählstatistischen und einer systematischen Messunsicherheit zusammen. Erstere ist von der Zählrate abhängig und verbessert sich, wenn diese zunimmt. Letztere hat je nach Probenahme- und Messverfahren ganz unterschiedliche Quellen. Beispielhaft seien für Kurzzeitmessungen Ungenauigkeiten bei der Bestimmung von Probevolumen, unterschiedliche große Bodenluftreservoirs im Untergrund oder Undichtigkeiten in der Abdichtung der Sonden während der Probenahme genannt, bei integrierenden Messungen spielen die chargenabhängige Qualität des Filmmaterials oder Unterschiede in den Ätzbedingungen eine Rolle. Der SSK-Leitfaden zur Radonmessung in Raum- und Bodenluft sowie in Wasser nennt Messunsicherheiten von 15 % ohne Berücksichtigung des zählstatistischen Fehlers (SSK 2002). Als Ursachen werden im Wesentlichen Fehler bei der Probenahme ausgemacht.

Da Bodenluftmessungen zunehmend für die Bewertungen von einzelnen Baugründen, Neubaugebieten, Gemeinden u.ä. eingesetzt werden, sollte die rasche Schaffung verbindlicher Messstandards inkl. einer Festlegung der Randbedingungen der Messungen zeitnah angegangen werden. Hierbei muss u.a. auch berücksichtigt werden, dass unterschiedliche Messverfahren (s.o.) zum Einsatz kommen können und dass die Vergleichbarkeit der Messwerte mit der sich daran anschließenden Bewertung sichergestellt werden muss! Des Weiteren ist die Erarbeitung eines praktikablen Konzeptes zur Durchführung aussagekräftiger Kalibrierungsmessungen und zur Verbesserung der Reproduzierbarkeit von Bodenluftmessungen notwendig.

5.3. Vergleichsmessungen

Bei Vergleichsmessungen (*intercomparison measurements*) sollen verschiedene Radonprobenahme- und -messverfahren unter identischen Bedingungen miteinander verglichen werden. Die Messungen können unter Labor- oder Feldbedingungen durchgeführt werden. Systematische Felduntersuchungen beschreiben Neznal, Neznal & Smarda (1997), Hutter & Knutson (1998), Treutler, Freyer & Devantier (1998), Neznal & Neznal (2004), Neznal et al.

(2004 a). Im Juni 2010 wurde in Sachsen eine erste Vergleichsmessung auf einer Testfläche in Sachsen durchgeführt (BfUL 2010).

Grundsätzlich stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage nach einer notwendigen Mindestanzahl von Messungen, um ein Untersuchungsareal sicher bewerten zu können.

Zur Klärung dieser Fragestellung beprobten Matolin & Prokop (1991) über einem Granit mit niedriger Gasdurchlässigkeit 20 Messpunkte in einem 2 x 2 m-Raster. Der Mittelwert betrug ca. 45 kBq/m³ bei einer Standardabweichung von 27 kBq/m³. Um einen Eindruck über die Streuung der Werte in Abhängigkeit von der Zahl der Messpunkte zu erhalten, wurden aus den 20 Einzelwerten schrittweise und zufällig ein, zwei, drei usw. Messwerte ausgewählt, der sich daraus ergebende Mittelwert berechnet und dem mit o.g. Wert aller Stationen verglichen. Bei einer Beprobung von mindestens fünf Stationen weicht deren Mittelwert um weniger als 20 % vom Gesamtmittelwert ab. Mit zunehmender Beprobungszahl nimmt die Abweichung stetig ab. Für Bewertungsmessungen, beispielsweise eines Baugrundes, empfehlen die Autoren daher eine Mindestanzahl von 15 Messpunkten je Untersuchungsobjekt.

Bei Vergleichsmessungen unter Feldbedingungen liegt die Schwierigkeit in der Gewährleistung eines einheitlichen „Versuchsaufbaus“ mit identischen und reproduzierbaren Bedingungen. Konkret bedeutet dies, dass eine räumliche und zeitliche Stabilität der Radonquellstärke im Boden sowie der einflussnehmenden äußeren Faktoren (z.B.: Bodenphysik, Witterung) gegeben sein muss. Daher müssen die Untersuchungsareale ausreichend groß sein und einen geologisch-bodenkundlich homogenen Aufbau aufweisen. Detaillierte Kenntnisse über Bodenaufbau, Gasdurchlässigkeit, spezifische Radiumaktivität und Emanationskoeffizient müssen vorliegen; zudem sind Erfahrungen über den saisonalen Gang der Radonkonzentration in der Bodenluft notwendig.

In naturbelassenen Böden sind trotz guter Vorerkundung laterale und vertikale Unterschiede im Bodenaufbau mit einer unterschiedlich starken Beeinflussung der Radonmigration und damit auch als Quelle für Messwertabweichungen zwischen verschiedenen Verfahren oder Probenahmepunkten nicht auszuschließen.

Bei aktiven Bodenluftentnahmeverfahren mittels Sonden kann es zu einer temporären oder dauerhaften Auflockerung des Bodengefüges und damit zu einer signifikanten Veränderung der Migrationsbedingungen der Bodenluft kommen, wenn kleinräumig mehrere Entnahmestellen parallel oder kurzzeitig versetzt beprobt werden. Im ungünstigsten Fall besteht die Gefahr hydraulischer Kurzschlüsse mit einer Kontamination durch radonarme Atmosphärenluft. Dieses Szenario wurde von Matolin (2010) auf tschechischen Testflächen untersucht. Im Laufe einer viertägigen Vergleichsmesskampagne mit zahlreichen Teilnehmern und einer dementsprechend hohen Anzahl von Probenahmestellen und Bodenluftentnahmen wurde eine konstante Abnahme der Radonkonzentration beobachtet. Diese betrug zwischen 5 und 25 %; in undurchlässigeren Böden fiel sie geringer aus als in permeablen Böden (Abb. 19).

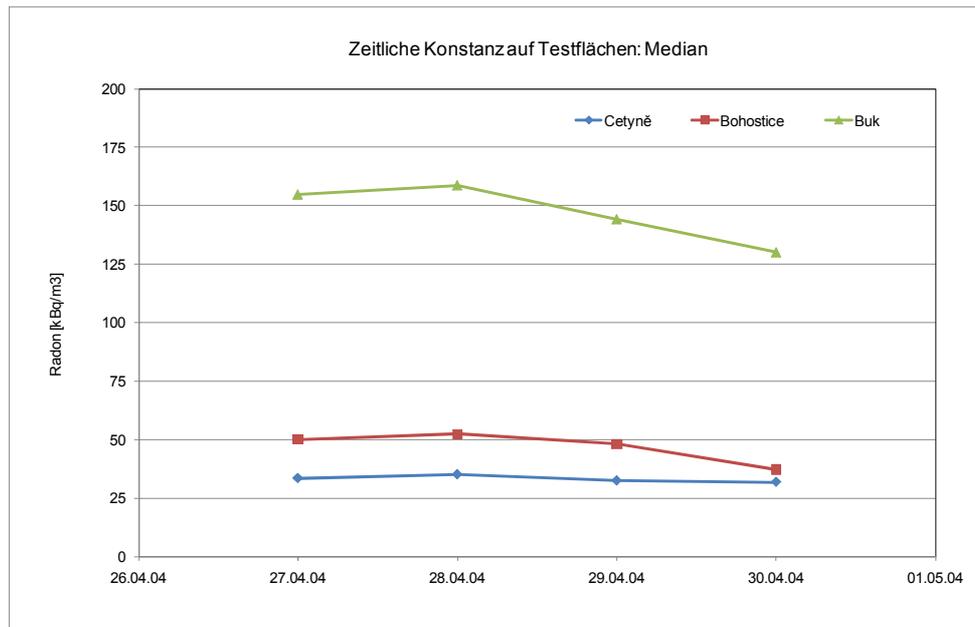


Abb. 19:
Zeitliche „Konstanz“ der Radonkonzentration in der Bodenluft bei mehrfacher Beprobung dreier unterschiedlicher Testflächen in Tschechien

Nachfolgend werden die Resultate einiger Messmethodenvergleiche näher beschrieben.

Neznal, Neznal & Smarda (1997) und Neznal & Neznal (2004) beschreiben die Ergebnisse zweier internationaler Messvergleiche auf Testflächen in Tschechien (s. Kap. 7). Hierbei sollte die grundsätzliche Eignung der eingesetzten Verfahren für Bewertungsmessungen der Bodenluft geprüft werden. Es erfolgte kein Abgleich mit einer Radonreferenzkonzentration, sondern ein Vergleich der Resultate der Teilnehmer untereinander. Jeder Teilnehmer berechnete aus seinen Messungen Mittelwert (\bar{X}) und Standardabweichung (s); die jeweilige Qualität der Messwerte wurde anhand des Variationskoeffizienten (Standardabweichung/Mittelwert: s/\bar{X} in %) bewertet.

In der ersten Messreihe (Neznal, Neznal & Smarda 1997) mit 10 Teilnehmern kamen ausschließlich aktive Verfahren mit einer Bodenluftentnahme über Sonden zum Einsatz. Maximal 16 Messpunkte konnten beprobt werden; die Probenahmetiefe variierte zwischen 0,6 und 1,0 m. Das s/\bar{X} -Verhältnis variierte zwischen 11 und 25 %. Die Unterteilung der Messwerte in zwei Gruppen aufgrund einer realen räumlichen Variabilität der Radonkonzentration auf dem Messareal verbesserte die Aussage und reduzierte das maximale s/\bar{X} -Verhältnis auf ca. 20 %.

In der zweiten Messreihe (Neznal & Neznal 2004) mit 8 Teilnehmern kamen mit einer Ausnahme ausschließlich aktive Verfahren mit einer Bodenluftentnahme über Sonden zum Einsatz. Maximal 12 Messpunkte konnten beprobt werden; die Probenahmetiefe variierte zwischen 0,5 und 0,8 m. Mit der Vorgabe, dass mindestens vier Messwerte pro Teilnehmer vorliegen mussten, variierte das s/\bar{X} -Verhältnis zwischen 8 und 30 %. Die Mittelwerte schwankten dabei zwischen 125 und 213 kBq/m³. Eine leichte Verbesserung ergab sich, nachdem die

Ergebnisse eines Messpunktes mit deutlich niedrigeren Werten aus der Berechnung herausgenommen wurden.

Treutler, Freyer & Devantier (1998) haben in einem stationären Pegel in 70 cm Tiefe über einen Zeitraum von 4 Wochen einen kontinuierlich aufzeichnenden Datenlogger (Clipperton-Radonsonde mit Halbleiterdetektor) und Kernspurdetektoren eingebracht, zudem ermöglichten Schlauchverbindungen eine Radonmessung mittels aktivem Messgerät (AlphaGuard) im Durchflussbetrieb. An vier weiteren Probenahmestellen in jeweils 1 m Entfernung von der stationären Sonde wurden in derselben Tiefe *in situ* Permeabilitätsmessungen durchgeführt und über jeweils mehrere Tage hintereinander Bodenluftproben für Kurzzeitmessungen mit dem AlphaGuard entnommen.

Der Vergleich zwischen Datenlogger und AlphaGuard im Durchflussbetrieb lieferte in einem 14-tägigen Messintervall einen vergleichbaren Gang der Radonkonzentration. Der Mittelwert der aktiven AlphaGuard-Messung lag um ca. 20 % höher als der Mittelwert des Loggers; die Autoren führen dies auf Kondensationseffekte auf der Detektoroberfläche des Loggers zurück. Ein nicht näher beschriebener und erklärter Tagesgang war erkennbar. Eine Korrelation mit Luftdruck, -temperatur und -feuchte wurde nicht beobachtet. Ein Vergleich der Durchflussmessung an der stationären Sonde mit dem Gang an den zusätzlichen Entnahmestellen zeigte keinen Zusammenhang, auch unabhängig von der Pumprate. Systematisch stellten sich erst nach einem ca. 8-stündigen Abfall der Radonkonzentration nach Messbeginn quasi-stationäre Zustände ein. Eine Erklärung hierfür konnte nicht gegeben werden; möglicherweise war bei der kontinuierlichen Bodenluftentnahme eine Verdünnung mit radonärmerer Luft aus oberflächennäheren Bodenschichten die Ursache. Zwischen Kernspurdetektoren und dem Mittelwert der aktiven AlphaGuard-Messung im Durchflussbetrieb zeigte sich eine gute Übereinstimmung.

Grundsätzlich lieferten die Verfahren, bei denen Radon rein diffusiv zum Detektor gelangt (Datenlogger, Kernspurdetektor), geringere Werte als diejenigen, bei denen die radonhaltige Bodenluft aktiv in den Detektor gepumpt bzw. gesaugt (AlphaGuard) wurde.

Hutter & Knutson (1998) werteten im Rahmen des *International Radon Metrology Programme (IRMP) Intercomparison Test* (New Jersey, 1995) durchgeführte Labor- und Feldmessungen von 24 beteiligten Institutionen aus.

Der Messgerätevergleich im Labor ergab für einen Radonstandard von ca. 25 kBq/m³ einen Variationskoeffizienten von 13 % als Anhaltspunkt für die apparativen Fehler. In einem Feldversuch wurden in einer 2 m mächtigen tonig-sandigen Wechselfolge Bodenluftproben aktiv in Tiefen zwischen 0,4 und 1,1 m entnommen und mit unterschiedlichen, nicht weiter kommentierten Methoden untersucht.

Der dominierende Faktor für die Streuung der Ergebnisse war offensichtlich die Entnahmetiefe, wobei die Messwerte im oberflächennahen Bereich besonders stark schwankten. So nahm der Variationskoeffizient von 120 % für Messungen in einer Tiefe von 0,4 bis 0,5 m über 35 % für Messungen in 0,6 bis 0,75 m Tiefe auf 27 % für Messungen in

0,9 bis 1,1 m Tiefe ab. Die Ursache liegt im Verlauf des Diffusionsgradienten. Dieser nimmt exponentiell mit der Tiefe ab, so dass sich der Effekt mit zunehmender Tiefe immer weniger bemerkbar macht. Als wichtigste Fehlerquellen wurden die ungenaue Abschätzung der Entnahmetiefe, unterschiedliche Geometrien am Entnahmepunkt (Schnittstelle Bodenluft-Sonde), unterschiedliche Entnahmeholumina (wenige cm^3 bis 1.000 cm^3) und die Güte der Abdichtung gegen Atmosphärenluft benannt.

Die Autoren kommen zu dem Schluss, dass Fehler bei der Probenahme wichtiger als Instrumentenfehler oder Inhomogenitäten des Bodens sind. In 1 m Tiefe wird unter Berücksichtigung zeitlicher und lokaler Variationen ein Gesamtfehler von 20 % für realistisch gehalten. Dies betrifft nur das gut untersuchte Radon, während für Thoron aufgrund der noch nicht ausgereiften Messmethodik erheblicher Forschungsbedarf besteht.

Neznal et al. (2004 a) beschreiben einen 72-stündigen Messvergleich unterschiedlicher Verfahren auf einer tschechischen Testfläche, bei dem sieben aktive (drei Spotmessungen und 4 kontinuierliche Messungen) – mit Bodenluftentnahmen über Sonden - und ein passives Verfahren zum Einsatz kamen. Die Probentahmetiefe betrug 0,8 m. Die Resultate variierten in Abhängigkeit vom Verfahren. Kurzzeitmessungen lieferten Variationskoeffizienten (Standardabweichung/Mittelwert: s/\bar{X} in %) zwischen ca. 3 und 7 % bei Maximum/Minimum-Verhältnissen zwischen 1,22 und 1,36. Kontinuierliche Verfahren ergaben s/\bar{X} -Verhältnisse zwischen ca. 3 und 11 % bei Maximum/Minimum-Verhältnissen zwischen 1,16 und 1,59. Ein integrierendes Verfahren (Messzeit: 4 Stunden !) lieferte ein s/x -Verhältnis von 0,91 (Max/Min = 1,45). Die Autoren führen die Unterschiede in den Messwerten eher auf verfahrensbedingte Schwankungen als auf einen tatsächlichen Gang der Radonkonzentration zurück. Abhängigkeiten zu Lufttemperatur und -druck waren nicht eindeutig, sondern widersprüchlich und schienen auch vom verwendeten Messgerät abhängig zu sein.

Eigene systematische Untersuchungen lieferten folgende Resultate.

Zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit von Radon- und Thoronkurzzeitmessungen wurden Wiederholungsmessungen während eines Tages (Abb. 20), zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tagen (Abb. 21) und über einen längeren Zeitraum von mehreren Wochen (Abb. 22) durchgeführt (Kemski 1993). Die Messungen erfolgten mittels elektrostatischer Abscheidung an einem Messprofil quer zum Streichen einer Störung, so dass eine große Spannweite von Radonkonzentrationen - durchschnittliche Untergrundkonzentrationen und anomal hohe Radonwerte über dem Störungsausbiss - in den Vergleich einbezogen werden konnten. Die Reproduzierbarkeit erwies sich dabei in allen Fällen als gut, was in den hohen positiven Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Messreihen zum Ausdruck kommt.

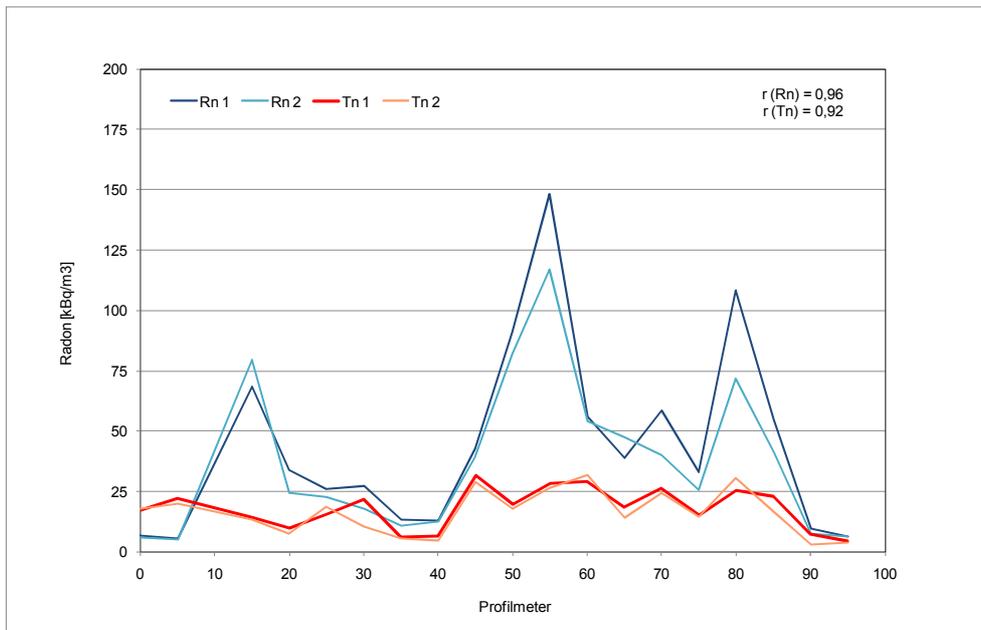


Abb. 20:
Reproduzierbarkeit von Radon- (Rn) und Thoronkurzzeitmessungen (Tn) während eines Tages (9.8.1990; Bodenluftprofil an Sayner Sprung/Neuwieder Becken)

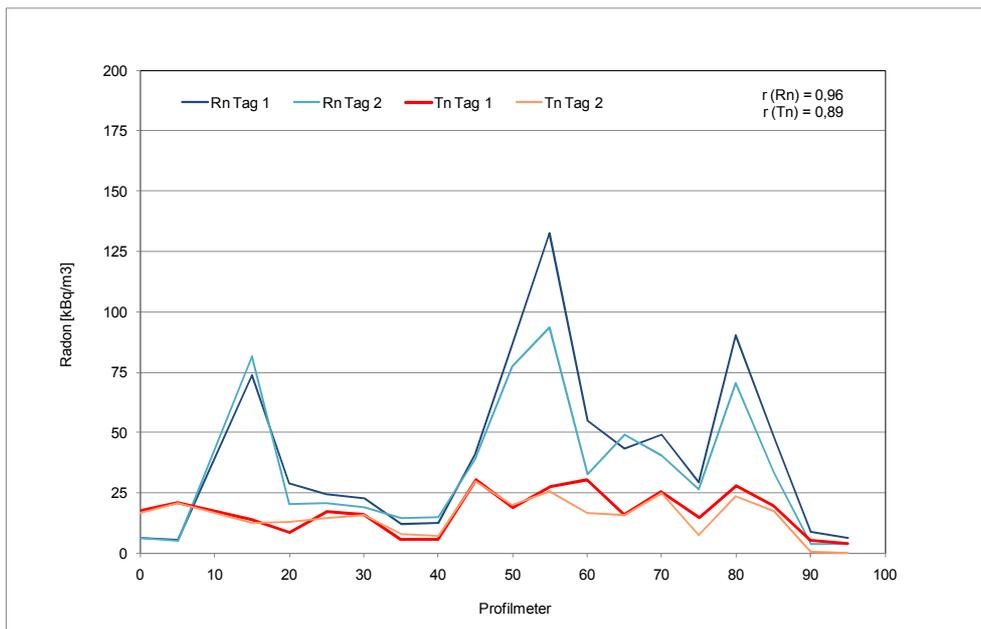


Abb. 21:
Reproduzierbarkeit von Radon- (Rn) und Thoronkurzzeitmessungen (Tn) an zwei aufeinanderfolgenden Tagen (9.8./10.8.1990; Bodenluftprofil an Sayner Sprung/Neuwieder Becken)

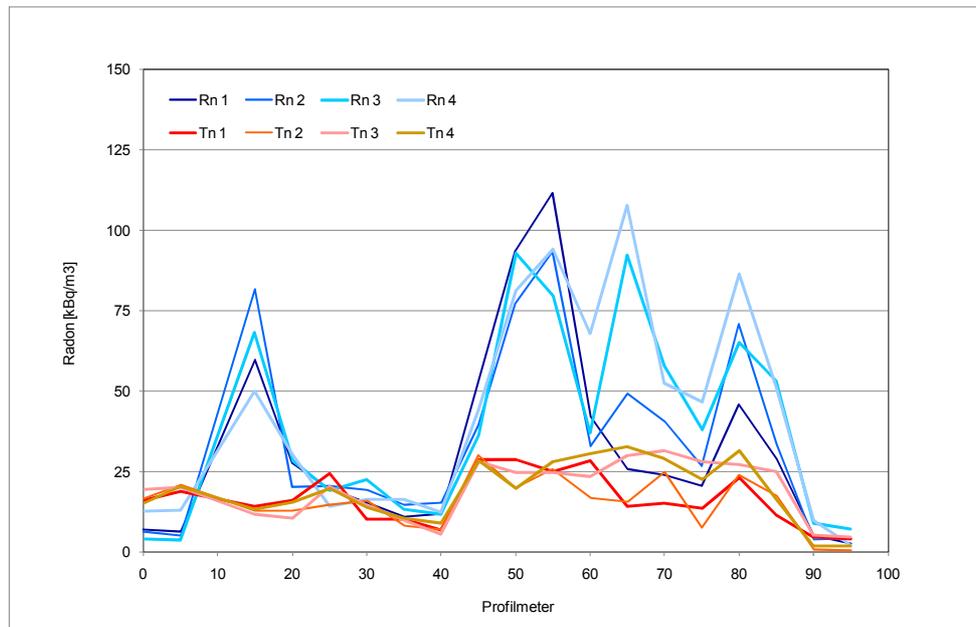


Abb. 22:
Reproduzierbarkeit von Radon- (Rn) und Thoronkurzzeitmessungen (Tn) über mehrere Wochen (26.7./10.8./24.8./20.9.1990; Bodenluftprofil an Sayner Sprung/Neuwieder Becken)

Untersuchungen von Faß (2000) verdeutlichen sowohl die Reproduzierbarkeit von Radonmessungen als auch die gute Übereinstimmung von Messwerten, die parallel mit unterschiedlichen Probenahme- und Messverfahren erhoben wurden (Abb. 23, s. Kap. 3.3).

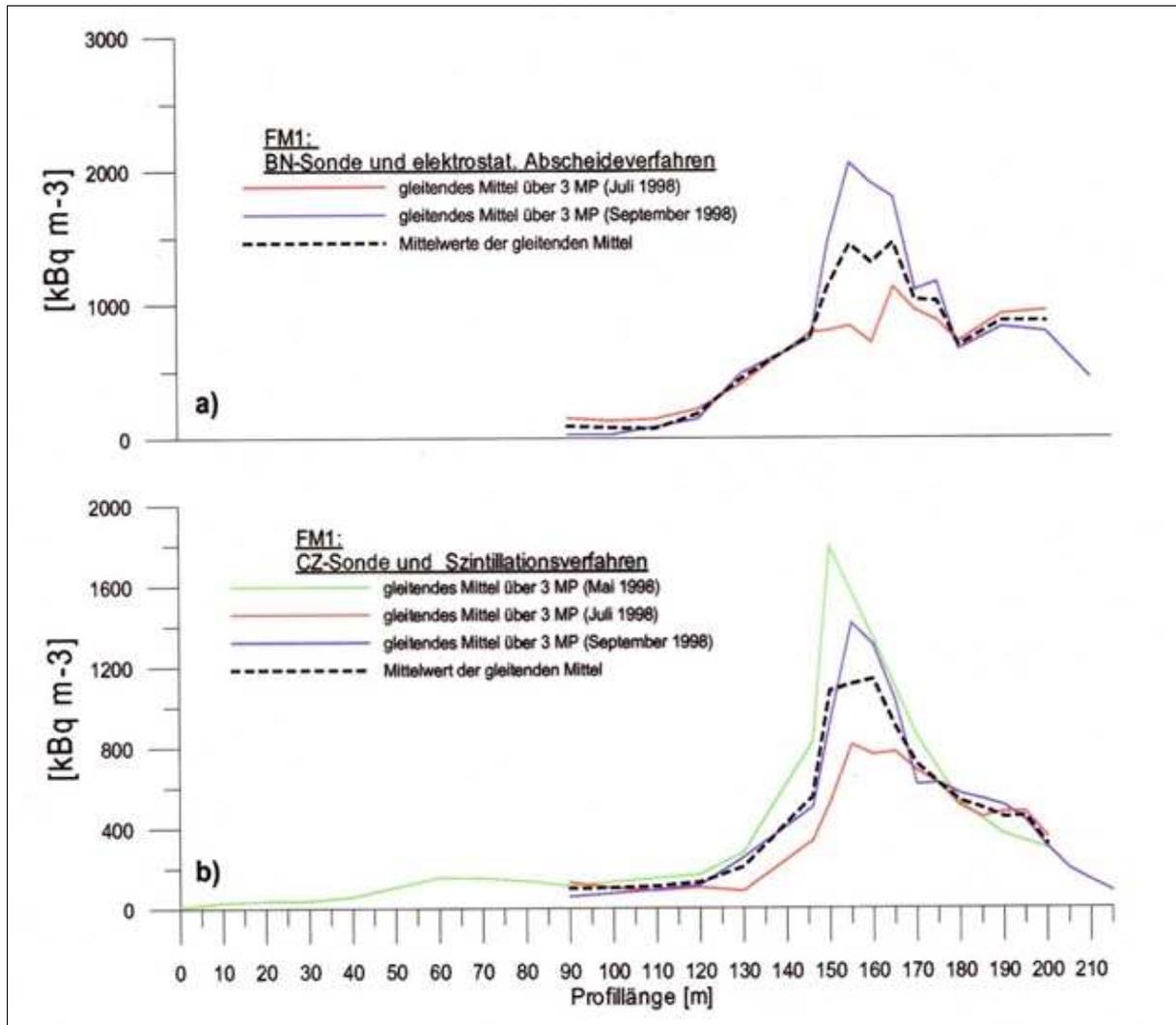


Abb. 23:

Beispiel für die zeitliche Reproduzierbarkeit von Radonmessungen und Übereinstimmung von Resultaten unterschiedlicher Probenahme- und Messverfahren (Störung im Steinwaldgranit im südlichen Fichtelgebirge)

Über einer Störungszone im Randbereich des Steinwaldgranites im südlichen Fichtelgebirge wurde die Bodenluftbeprobung in Abständen von 5 bis 10 Metern mit unterschiedlichen Sonden durchgeführt, die Radonmessung erfolgte mit einem Szintillationszähler und Lucas-Zellen sowie einem elektrostatischen Abscheideverfahren. Die Radonanomalie zwischen 140 m und 180 m weist je nach Messmethode Maximalkonzentrationen zwischen 1.800 und 2.800 kBq/m^3 auf; die Werte liegen dabei stets um ein Vielfaches über den Untergrundgehalten. Beide Verfahren liefern im Sommer niedrigere Werte als im Frühjahr und Herbst.

Kemski et al. (1999) erstellten eine Deutschland-Karte der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft mittels Messungen an ca. 4.200 Messorten, die über die gesamte Landesfläche verteilt waren. Konkret wurde an jedem Messort an drei, jeweils ca. 5 m voneinander entfernt liegenden Messpunkten über Doppelmessungen die Radonkonzentration in der Bodenluft bestimmt. Zur Charakterisierung des Messortes wurde der Maximalwert dieser drei

gemittelten Messwerte herangezogen. Die Messwerte sind durchwegs lognormal verteilt, sowohl in ihrer bundesweiten Gesamtheit als auch innerhalb der nach geologischen Einheiten aufgeteilten Gruppen, die sich hinsichtlich ihrer Mittelwerte und Variationsbreiten signifikant unterscheiden. Einige Beispiele sind im Folgenden aufgeführt:

Kieselsäurereiche plutonische Gesteine (Granitoide) weisen bei einem hohen geometrischen Mittel (GM) von 76 kBq/m^3 und einer geometrischen Standardabweichung (GSD) von 2,8 eine große Streuung auf, bedingt durch den stark schwankenden Gehalt an uranreichen akzessorischen Mineralen (vgl. Kap. 7.3, Abb. 29). Das gilt auch für die entsprechenden sauren Vulkanite (Rhyolithe, Quarzporphyre: GM 52 kBq/m^3 , GSD 2,9), wohingegen basische Vulkanite (Basalte, Diabase) ein einheitlich niedriges Radonpotential bei geringer Schwankungsbreite haben (GM 25 kBq/m^3 , GSD 2,3). Marine Sedimente besitzen generell einheitliche Gehalte an primären Radionukliden bei geringer Variation, so beispielsweise die altpaläozoischen Gesteine des Devon (GM: 32 kBq/m^3 , GSD: 2,2).

Zur besseren Charakterisierung des spezifischen Radonpotentials geologischer Einheiten müssen allerdings zusätzlich regionale Besonderheiten berücksichtigt werden. So weisen beispielsweise die Sandsteine des Buntsandstein in Thüringen eine etwa doppelt so hohe Radonaktivitätskonzentration wie die gleichalten Gesteine der SW-Eifel auf. Die Ursache liegt in den verschiedenen Ausgangsgesteinen dieser klastischen Sedimente begründet. Das angelieferte Material stammt in beiden Regionen aus den Hochgebieten der näheren Umgebung. In der SW-Eifel sind dies die radionuklidarmen unterdevonischen Sandsteine und Ton-schiefer des Rheinischen Schiefergebirges, im Thüringer Becken dagegen die im heutigen Thüringen und Sachsen aufgeschlossenen Granite mit ihren hohen Uran- und Radiumaktivitäten.

Die jungen, unverfestigten Decksedimente des Quartär stellen den häufigsten Baugrund der Siedlungsgebiete dar und besitzen eine enorme Vielfalt (z.B.: Flussauen, Schuttfächer verschiedenster Ausgangsgesteine, Terrassenschotter und -sande, glaziale Moränen), was sich bundesweit in einer großen Streubreite der Radonwerte (GSD: 2,8) bei zugleich niedrigem Mittelwert (GM: 19 kBq/m^3) dokumentiert. Regionale und lokale Schwankungen sind besonders im Mittelgebirge sehr ausgeprägt und durch den kleinräumigen Wechsel von Liefergebieten, Ablagerungsbedingungen und anthropogenen Einflüssen verursacht. Generalisierte Prognosen des Radonpotentials sind in solchen Gebieten nicht möglich, vielmehr muss eine sorgfältige Analyse der örtlichen Gegebenheiten die Engmaschigkeit des Beprobungsrasters bestimmen.

5.4. Praxisbeispiele für Bodenluftmessungen

In den USA, Deutschland, Tschechien und Schweden werden **Kurzzeitmessungen** seit vielen Jahren sowohl bei nationalen Messkampagnen (z.B.: regionale Kartierungen) als auch im privatwirtschaftlichen Bereich (z.B.: Baugrundbewertungen) routinemäßig eingesetzt. Im Folgenden werden kurz die dabei verwendeten Methoden beschrieben, für die insgesamt die umfangreichsten Felderfahrten vorliegen.

Tanner (1988, 1991 b) beschreibt im Rahmen einer Messempfehlung zur Bestimmung der Radonverfügbarkeit im Baugrund eine Bodenluftsonde mit einem Doppelpackersystem, die vom U.S. Geological Survey in den USA eingesetzt wurde. Die Sonde (Länge: 1,4 bzw. 2,7 m, Durchmesser: 27 mm) ermöglicht durch Erzeugung eines definierten Druckregimes im Boden die Bodenluftentnahme aus einer definierten Tiefe. Über eigene Rohrzuleitungen zu den Packern kann gezielt Luft eingeleitet oder abgelassen werden. Die Packer schmiegen sich allseitig der Bohrlochwandung an und gewährleisten dadurch eine Abdichtung des tiefer gelegenen Entnahmeraumes gegenüber der Atmosphärenluft. Über ein inneres Rohr, das bis an das untere Ende der Sonde hinabreicht, wird die Bodenluft mittels einer Pumpe abgesaugt und in eine Messkammer eingeleitet. Aus der Druckdifferenz zwischen Atmosphäre und Probeentnahmeraum sowie der Durchflussrate kann die Gasdurchlässigkeit des Bodens abgeleitet werden.

Das in Deutschland für die Erstellung der Deutschland-Karte der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft verwendete Verfahren bedient sich einer Einfachpackersonde (Kemski, Klingel & Siehl 1996 a, Kemski et al. 1999, Kemski et al. 2011) und ist angelehnt an die VDI-Richtlinie 3865 Blatt 2, Tabelle 1, Variante 2 (VDI-Richtlinie 3865 1988, s. Kap. 5.1). Die Probenahme erfolgte in der Regel aus 1,0 m Tiefe. Die Gasdurchlässigkeit wird im Anschluss an die Bodenluftprobenahme an derselben Sonde über die Messung der Durchflussrate bei konstantem Messdruck bestimmt.

In Schweden wurde aufgrund der speziellen dortigen geologischen Situation bereits Ende der 1970er Jahre eine systematische Vorgehensweise zur Bestimmung und Kartierung der Radonkonzentration in der Bodenluft auf Gemeindeebene entwickelt. Nachdem zunächst ausschließlich Karten der terrestrischen Gammastrahlung für eine Bewertung verwendet wurden, stellte sich schnell heraus, dass die lokale Radonsituation nur durch gezielte Bodenluftuntersuchungen und eine bodenkundlich-geologische Bewertung des Untergrundes verlässlich beurteilt werden kann (Åkerblom 1994, Åkerblom & Wilson 1981, Åkerblom, Andersson & Clavensjö 1984, Clavensjö & Åkerblom 1994). Insbesondere in gut permeablen Böden (z.B.: Oser) wurden anomal hohe Radonkonzentrationen in der Bodenluft beobachtet, obwohl die spezifischen Radionuklidaktivitäten keinen Hinweis darauf lieferten. Als Ergebnis umfangreicher Vergleiche kamen routinemäßig Kurzzeitmessungen zum Einsatz, die speziell in gut durchlässigen Böden belastbare und reproduzierbare Resultate lieferten. Die Probenahme sollte in einer Mindesttiefe von 0,7 m, besser in 1,0 m Tiefe erfolgen. Die Gasdurchlässigkeit des Bodens wurde nicht bestimmt.

Beim Einsatz von Sonden ohne Packer ist kein Vorbohren nötig, weil die Sonde selbst mittels eines aufgesetzten Schlagkopfes unmittelbar ins Erdreich eingeschlagen wird.

Reimer (1990, 1991) verwendete für regionale Messkampagnen in den USA sehr dünne Sonden (Durchmesser: 6 bis 9 mm) mit Längen zwischen 0,75 und 1,0 m, die am unteren Ende perforiert sind. Nach dem Einschlagen wird die Sonde wenige Zentimeter angehoben, so dass am unteren Ende ein Hohlraum definierter Größe entsteht. Über die Perforation tritt die Bodenluft in die Sonde ein und wird an der Erdoberfläche über einen Schlauchaufsatz mit Hilfe einer Spritze abgesaugt. Das Bodengefüge wird hierbei nur wenig gestört. In Böden mit

schluffigen und/oder tonigen Anteilen - diese stellen in mittleren Breiten die Normalität dar - kann davon ausgegangen werden, dass durch die Verdichtung der Bohrlochwandung und durch Verschmieren und Verkleben der Bodenpartikel an der Außenwandung der Sonde Randläufigkeiten und damit eine Kontamination der Bodenprobe durch Atmosphärenluft ausgeschlossen werden können. Eine gesonderte Abdichtung gegen die Atmosphäre ist daher nicht notwendig. Eine zusätzliche Bestimmung der Gasdurchlässigkeit des Bodens wird nicht durchgeführt.

In Tschechien wird ein vergleichbares Verfahren angewendet („*lost tip*“-Methode; Neznal et al. 2004 b). Die Probenahmetiefe beträgt hier in der Regel 0,8 m. Ein einfaches Stahlrohr (Außendurchmesser: 12 mm) wird mittels eines Schlagkopfaufsatzes in den Boden getrieben. Am unteren Ende ist ein kleiner Stahlkegel eingesetzt, der ein Verschließen der Sondenöffnung mit Bodenmaterial verhindert. Nach dem Einschlagen wird die Sonde einige Zentimeter angehoben, so dass am unteren Ende ein Hohlraum mit Kontakt zum Erdreich entsteht. Der Stahlkegel verbleibt im Boden („*lost tip*“). Die Bodenluft tritt über das untere Sondenende ein und wird an der Erdoberfläche an einem Schlauchaufsatz mit Hilfe einer Spritze abgesaugt. Hinsichtlich der Dichtigkeit der Sonde gilt das oben Gesagte. Anschließend wird eine definierte Menge Bodenluft bei konstantem Druck aus dem Boden gesaugt und über die dafür notwendige Zeit die Durchflussrate und somit die Gasdurchlässigkeit des Bodens bestimmt. Aufgrund des nur kleinen Hohlraumes an der unteren Sondenspitze kann es in Böden mit geringer Gasdurchlässigkeit zu Problemen bei der Probenahme kommen. Durch erneutes Herausziehen der Sonde (5 cm) kann der Hohlraum vergrößert werden, dies geht mit einem leichten Anstieg der Radonkonzentration einher (Matolin et al. 2000). Eine weitere Vergrößerung des Hohlraumes dagegen führt zu einer Abnahme der Radonwerte, bedingt durch eine Verdünnung der Probe mit radonarmer Luft aus höheren Bodenhorizonten.

Bereits in den 1980er Jahren wurden in Schweden erste systematische Untersuchungen zur Bestimmung der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft durch den dortigen Geologischen Dienst durchgeführt. Ziel war die Erstellung sogenannter „*Geo-radiation maps*“ auf Gemeindeebene, um ggf. präventive Schutzmaßnahmen für Neubauten in Gebieten mit erhöhten Bodenluftkonzentrationen geben zu können (Åkerblom & Wilson 1981, Åkerblom, Andersson & Clavensjö 1984, Clavensjö & Åkerblom 1994). Anfänglich wurden passive Methoden verwendet (Vergraben von Aktivkohlebehältern oder Kernspurdetektoren), die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse, u.a. bedingt durch unterschiedliche Bodenfeuchten, war jedoch nicht zufriedenstellend. Daher wurde ein aktives Messverfahren entwickelt, bei dem Bodenluft aus einem Bohrloch (Mindestentnahmetiefe: 70 cm) in eine Messkammer geleitet wird.

Integrierende Messungen kamen bereits vor mehreren Jahrzehnten in Canada, Südafrika und Australien in der Uranexploration zur Anwendung (Dyck 1971, 1975, Gingrich 1975, Gingrich & Fisher 1976, Morse 1976, Smith, Barretto & Pournis 1976, Severne 1978). In vergleichsweise großen, zumeist abgelegenen Gebieten wurden die Detektoren an der Erdoberfläche oder in den oberen Dezimetern des Bodens vergraben ausgebracht. Ziel war die

Lokalisierung von Radonanomalien, um Bereiche für anschließende gezielte Explorationstätigkeiten eingrenzen zu können.

In den letzten Jahren wurden Festkörperspurdetektoren auch häufiger für Bodenluftmessungen bei unterschiedlichen Fragestellungen eingesetzt. Die radiometrische Charakterisierung unterschiedlicher Gesteinsarten und die Lokalisierung von Anomalien tektonischen und/oder seismischen Ursprungs seien als Beispiele genannt (z.B.: Al-Tamimi & Abumurad 2001, Planinic, Radolic & Lazanin 2001, Inceöz et al. 2006, Singh et al. 2006, Amponsah et al. 2008, Baykara et al. 2008). Die Vielzahl möglicher Randbedingungen bei der Messung, insbesondere verschiedene Messtiefen, Expositionszeiten oder Maßnahmen zur Verhinderung der Kontamination mit Atmosphärenluft, erlauben stets nur fallbezogene Aussagen. Eine Verallgemeinerung oder Vergleichbarkeit mit anderen Messwerten ist in der Regel nicht möglich.

Oftmals wurden integrierende Messungen bei der Bestimmung des Emanationskoeffizienten von Gesteins- oder Bodenproben sowie von Baumaterialien eingesetzt; zahlreiche diesbezügliche Quellen sind in einem dem BfS ebenfalls vorliegenden Forschungsbericht des DIBt aufgelistet (DIBt 2009). Eine Probe wird zusammen mit einem Detektor in ein Behältnis eingebracht und luftdicht abgeschlossen. Nach einer Expositionszeit von mehreren Tagen bis Wochen wird der Detektor ausgewertet. Aus der Radonkonzentration in der Luft des Probengefäßes, der spezifischen Radiumaktivität des Probenmaterials sowie seiner Masse und Dichte wird anschließend eine Freisetzungsrate berechnet.

In der Ingenieurgeologie werden Radonmessungen in der Bodenluft beispielsweise bei Fragen der bautechnischen Standsicherheit von Gebäuden eingesetzt, in dem mittels Radonanomalien potentielle Rutschungsflächen im Untergrund lokalisiert werden (Käppler, Militzer & Stolz 1983, Lindner & Käppler 1983, Käppler 1984, Heinicke 1987, Lindner 1987, Heinicke & Koch 1992, Müller & Polacek 1992).

In einem unveröffentlichten Bericht des Landesamtes für Geologie Rheinland-Pfalz beschreibt Rein (2008) ein passives zeitintegrierendes Messverfahren mittels Kernspurexposimetern, die mit Schutzgehäusen aus Wasserrohr-Reduktionsmuffen vergraben werden. Dieses soll für regionale und lokale Kartierungen eingesetzt werden. Auf Versuchsfeldern wurden unterschiedliche Expositionszeiten und Anordnungen getestet. Parallel dazu durchgeführte aktive Kurzzeitmessungen (AlphaGuard) ergaben systematisch ca. 30 % höhere Werte als die passiven Exposimetermessungen. Kritisch zu sehen ist der erhebliche Aufwand beim notwendigen Eingraben der Apparaturen in 1 m Tiefe. Rein postuliert zwar eine Tiefenunabhängigkeit der Messwerte im Bereich 0,3 m - 0,6 m - 1,0 m, dies ist jedoch nach allen bisherigen Erkenntnissen aus internationalen Vergleichsmessungen unzutreffend. Eine wechselnde Messtiefe erweist sich vielmehr als gravierende Fehlerquelle (s. Kap. 7.2). Zudem existieren weitere Nachteile, die generell für passive Dosimeter mit Kernspurdetektoren gelten. So kommt es zu systematischen Abweichungen zu niedrigen Werten (s. Kap. 5.1), ferner bestehen Unsicherheiten über die optimale Expositionsdauer bei unbekannter Radonaktivitätskonzentration mit der Gefahr, dass hohe Konzentrationen wegen Überexposition nicht erkannt werden. Eine zusätzliche Fehlerquelle ist die Feuchteempfindlichkeit der Kernspurfolien. Des Weiteren besteht schließlich die Notwendigkeit, alle Messorte zweimal aufzusuchen – zum Eingraben und zum Einsammeln der Exposimeter. Da die Messergebnisse

erst im Anschluss an die Expositionszeit und Laborauswertung – mitunter also Wochen später - zur Verfügung stehen, ist das Verfahren für viele praktische Anwendungen, z.B. das Aufspüren von Bodenluftanomalien, Baugrunduntersuchungen u.a., ungeeignet.

Kontinuierliche Messungen kommen wegen des vergleichsweise hohen Aufwandes (Geräteanschaffung, Messstelleneinrichtung und –unterhalt; s. Kap. 5.1) nur bei ausgesuchten Fragestellungen zum Einsatz. Hierzu zählen systematische Messvergleiche (Ruckerbauer & Winkler 2001, s. Kap. 7.3), Untersuchungen über die Zusammenhänge zwischen Bodenluftkonzentration und anderen bodenphysikalischen bzw. meteorologischen Parametern (Perrier, Richon & Sabroux 2001, Fujiyoshi et al. 2006) oder die Ermittlung von Zeitreihen in der Erdbebenvorhersage (Zmazek et al. 2006, Walia et al. 2009).

6. Messvorschriften und -empfehlungen

Eine Vielzahl von Messungen der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft sind in der Literatur und in Berichten dokumentiert, allerdings orientieren sich Probenahme und Messverfahren sowie Rahmenbedingungen (z.B.: Messtiefe, -dauer, Jahreszeit) vorwiegend an der jeweiligen Fragestellung, den regionalen Gegebenheiten sowie der verfügbaren Ausrüstung und sind dementsprechend nicht normiert.

In neuerer Zeit werden vor der Ausweisung von Baugebieten oder bei Baugrunduntersuchungen mittels Bodenluftuntersuchungen die lokalen Verhältnisse bewertet, um ggf. präventive Radonschutzmaßnahmen bei Neubauten zu empfehlen. Eine vergleichbare Vorgehensweise ist bei Standsicherheits- oder Altlastuntersuchungen die Regel. Aus der Messung kann als eine unmittelbare Konsequenz eine „Bauvorgabe“ erwachsen, die u.U. mit finanziellen Mehraufwendungen für den Bauherrn verbunden ist. Im Rahmen gutachterlicher Tätigkeiten kann es sich sogar als notwendig erweisen, dass Messwerte gerichtsbelastbar sind.

Aus diesem Grund ist es an der Zeit, für eine einheitliche Vorgehensweise bei Probenahme und Messung im Rahmen derartiger Untersuchungen verbindliche Messvorschriften, Handlungsanweisungen, Empfehlungen, Richtlinien und ggf. Normen zu erarbeiten sowie entsprechende Qualitätssicherungsmaßnahmen zu definieren. Ziel muss eine standardisierte Vorgehensweise sein, die auf unterschiedliche Verfahren und Probenahmetechniken Bezug nimmt und die Vergleichbarkeit der Resultate unterschiedlicher Verfahren gewährleistet. Zudem ist ein Maßnahmenkatalog zu erstellen, der die Rahmenbedingungen für die verschiedenen präventiven Radonschutzmaßnahmen beschreibt.

In **Deutschland** existieren zur Zeit keinerlei diesbezügliche Regelungen.

Den o.g. Forderungen am nächsten kamen die geplanten Regelungen der sogenannten „**Radon-Richtlinie**“, die unter Federführung der ARGEBAU (Konferenz der für Städtebau-, Bau- und Wohnungswesen zuständigen Minister und Senatoren der Länder) in den 1990er Jahren entworfen wurde und im Baurecht verankert werden sollte. Diese sollte sich mit der Bewertung und Sanierung radonbelasteter Gebäude sowie Empfehlungen zum radongeschützten Bauen befassen. Sie wurde unter dem Gesichtspunkt der Gefahrenabwehr erarbeitet; Vergleichbares existiert bereits für andere Innenraumschadstoffe wie Asbest, PCB, oder PCP. Die Richtlinie bezog sich auf die Radonbelastung von Gebäuden. Für bestehende Gebäude sollte als Obergrenze ein Sanierungswert von 1.000 Bq/m^3 im Jahresmittel festgeschrieben werden, bei dessen Überschreitung innerhalb von drei Jahren eine Sanierung erfolgen sollte, die als Ziel die Unterschreitung einer Konzentration von 200 Bq/m^3 hat. Präventive Maßnahmen zum Radonschutz bei Neubauten sollten bewirken, dass eine Radonkonzentration von 200 Bq/m^3 nicht überschritten wird. Da kein Konsens zwischen Bund und Ländern erreicht werden konnte, wurde diese Richtlinie bislang nicht in Kraft gesetzt; nichtsdestotrotz entsprechen die darin vorgeschlagenen Maßnahmen dem heutigen wissenschaftlichen Kenntnisstand.

Der **SSK-Leitfaden** zur Radonmessung in Raum- und Bodenluft sowie in Wasser (SSK 2002) soll eine Übersicht zu diesem Themenbereich geben. Demgemäß enthält er lediglich allgemeine Informationen zu unterschiedlichen Messprinzipien. Diese werden in Kurzform beschrieben; dazu werden Angaben zur Nachweisgrenze, Messunsicherheit und zu den Einflussgrößen gemacht sowie Vor- und Nachteile aufgeführt. Für *in situ*-Bodenluftmessungen werden drei Messprinzipien genannt (s. Kap. 5.1):

- Radonmessung der Bodenluft mit Einzelabsaugung: Dies entspricht einer Kurzzeitmessung.
- Radonmessung durch Absaugung und Rückführung der Bodenluft: Dies entspricht einer Kurzzeitmessung im Durchflussbetrieb bzw. einer kontinuierlichen Messung.
- Radon-/Thoronmessung der Bodenluft mit Diffusionskammer: Dies entspricht einer integrierenden bzw. einer kontinuierlichen Messung.

In Teil II (Anleitungen für Radonmessungen) werden kurz Anforderungen an Messungen und Durchführung von Bodenluftmessungen genannt. Die Bestimmung der Radonkonzentration in der Bodenluft soll nach aktiver Entnahme einer Bodenluftprobe und anschließender Messung erfolgen. Um meteorologische Einflüsse auszuschließen, sollte die Entnahmetiefe mindestens 1 m, in gut durchlässigen Böden mehr als 1,5 m betragen. Daneben wird die Entnahme einer Bodenprobe (Mischprobe aus 0,3 bis 1,0 m Tiefe) zur Bestimmung der spezifischen Radiumaktivität empfohlen.

Zusätzlich werden Vorschläge zur Messpunktdichte bei der Untersuchung von Baugebieten (25 Messpunkte pro km², bei inhomogenen Bodenverhältnissen ggf. Verdichtung) und Einzelgrundstücken (bis 150 m² Größe 4 Messungen an Eckpunkten; bei größeren Grundstücken je zusätzlichen 100 m² eine zusätzliche Messung) gemacht.

Eine **DIN-Norm** zur Radonmessung in der Bodenluft existiert in Deutschland nicht. Geregelt werden lediglich passive Radonmessungen in einer zweiteiligen DIN (DIN 25 706). Teil 1 beschäftigt sich mit Kernspur-, Teil 2 mit Aktivkohlemessverfahren.

Der Forschungsnehmer hat seine umfangreichen Erfahrungen auf dem Gebiet der Radonmessungen in der Bodenluft in Form einer Messanleitung zusammengefasst, die als Anhang eines **BMU-Forschungsberichtes** veröffentlicht ist (Kemski et al. 2002). Der Schwerpunkt lag hierbei auf der Vorgehensweise für eine regionale Radonkartierung. Die Anleitung enthält detaillierte Angaben zur Probenahme und Messung von Radon, eine Fehlerbetrachtung sowie Vorschläge zur Planung regionaler Messkampagnen. Das vom Forschungsnehmer entwickelte Kurzzeitmessverfahren wurde auch im BfS-Forschungsvorhaben 3609S10003 eingesetzt und im Abschlussbericht eingehend beschrieben (Kemski et al. 2011; s.d. Kap. 4.2).

In der Loseblattsammlung „Übersicht über die Messung von Radon und Radonzerfallsprodukten“ des früheren AKURA (Arbeitskreis Uranbergbau und radioaktive Altlasten), jetzt AKNAT (Arbeitskreis natürliche Radioaktivität), des **Fachverbandes für Strahlenschutz**

werden u.a. Messprinzipien beschrieben (AKURA 2000, Stand: 2000). Die Messprinzipien werden - vergleichbar der o.g. SSK-Veröffentlichung – nur in allgemeiner Form und ohne detaillierte Messanleitungen genannt. Anmerkungen zur Probenahme der Bodenluft werden nicht gegeben. Im Kapitel „Bewertung des Radonrisikos eines Baugrundes“ stellen die Verfasser in der Literatur beschriebene Vorgehensweisen zur Klassifikation von Baugrundstücken einander gegenüber und vergleichen diese miteinander (Schulz et al. 2001). Daraus resultierend werden in allgemeiner Form Inhalte bzw. Vorgaben möglicher Verfahrensvorschriften aufgezählt; konkrete Vorschläge fehlen aber. Es wird jedoch empfohlen, Anforderungen an Probenahme und Messung nicht zu detailliert zu formulieren, weil dies dem derzeitigen weiten Spektrum der Anwendungen in der ingenieurgeologischen Praxis entgegenstehen würde. Insbesondere der Hinweis auf eine nicht zu „rigide Vorgabe“ hinsichtlich der Probenahmetiefe oder der Wahl zwischen Bodenluft- und Exhalationsmessung ist unter wissenschaftlichen und auch praktischen Gesichtspunkten (Vergleichbarkeit von Messwerten) jedoch fragwürdig.

Die **VDI-Richtlinie** 3865 (VDI-Richtlinie 3865 1988, 1992, 1998, 2000) beschäftigt sich mit Bodenluftuntersuchungen durch organische Verunreinigungen. Sie untergliedert sich in vier Blätter; Blatt 1 behandelt die Messplanung und -strategie, Blatt 2 die Bodenluftentnahmetechnik und Blatt 3 und 4 verschiedene Analyseverfahren.

Blatt 2 der Richtlinie beschreibt u.a. Techniken zur aktiven Entnahme von Bodenluftproben inkl. ihrer Vor- und Nachteile, das Anlegen von Probenahmestellen sowie die Probenahme selbst. Die Techniken sind unabhängig von der nachfolgenden Analytik anwendbar. Die Inhalte dieses Blattes lassen sich prinzipiell auf den Bereich der Radonmessungen übertragen und sollen daher kurz erläutert werden; Spezifika für Radonuntersuchungen werden in Kapitel 5.1 näher beschrieben.

Probenahme und Messverfahren beeinflussen den Messwert. Die lokalen Bodenverhältnisse und die meteorologischen Faktoren spielen hierbei eine wichtige Rolle; daher ist es notwendig, diese zeitgleich zu erfassen und zu dokumentieren. Beispielhaft für eine solche Einflussnahme seien das Löslichkeitsverhalten der organischen Stoffe in der wässrigen Phase oder Unterschiede zwischen Boden- und Lufttemperatur mit daraus resultierenden Kondensationseffekten im Probenahmesystem genannt. Ergebnisse, die mit unterschiedlichen Probenahmeverfahren gewonnen wurden, sind daher nicht direkt miteinander vergleichbar. Hierzu bedarf es eines identischen Verfahrens und einer identischen Vorgehensweise.

Die Entnahme von Bodenluftproben kann an temporären (nur für einmalige Messung nutzbar) oder stationären Messstellen (für Mehrfachbeprobung bzw. kontinuierliche Messungen) erfolgen. Die Bodenluft wird entweder mit einer Pumpe über eine Sonde oder mittels einer Spritze gezogen. In der Richtlinie werden verschiedene Probenahmevarianten beschrieben: Die Entnahme der Bodenluft kann punktförmig bzw. horizontorientiert, aber auch über größere Bohrabschnitte hinweg integrierend erfolgen. Die Bohrlöcher sind dabei offen, geschlossen oder geschlossen und zusätzlich gegen die Atmosphäre abgedichtet. Die Bodenluft selbst kann über eine definierte Eintrittsmöglichkeit an der Sonde (z.B.: perforierter Teilabschnitt) oder über einen größeren, nicht exakt bestimmbareren Bohrlochbereich abgesaugt

werden; alternativ können auch am Bohrlochtiefsten kleinste Bodenluftmengen mittels Entnahme durch Spritzen gewonnen werden. Bei den Messverfahren stehen verschiedene Varianten zur Verfügung. Bei Anreicherungsverfahren wird die Bodenluft durch spezielle Adsorbentmaterialien (z.B.: Aktivkohle, XAD-Harz) geleitet, die dann im Labor gemessen werden. Bei Direktverfahren wird die Bodenluft unmittelbar einem Analysegerät zugeführt.

Ausführlich behandelt die Richtlinie auch die Randbedingungen der Probenahme und Messung sowie mögliche Störeinflüsse. Daraus leiten sich auch zahlreiche Vorgaben an eine Qualitätssicherung ab, die ebenfalls detailliert beschrieben werden.

Bei den Randbedingungen sind folgende, auch auf Radonmessungen übertragbare Punkte wesentlich und zu beachten:

- Verwendung inerter Materialien zur Vermeidung der Adsorption an der Probenahmeapparatur,
- Einhaltung einer Mindestentnahmetiefe zur Minimierung des Einflusses der Atmosphärenluft,
- Herstellung einheitlicher Bedingungen vor der Probenahme, weil durch die Bohrung und/oder das Einbringen der Sonde das Bodengefüge und der Bodenlufthaushalt gestört wurden; dies ist insbesondere bei Vergleichsmessungen von Bedeutung,
- Abdichtung des Entnahmeraumes gegenüber der Atmosphäre zur Verhinderung einer Kontamination der Bodenluft,
- sorgfältige Erkundung des Bodenaufbaus, wenn möglich bis zum Grundwasserspiegel.

Als wesentliche Störeinflüsse, die das Messergebnis signifikant verfälschen können, werden genannt:

- Kontamination der Bodenluftprobe mit Atmosphärenluft; diese Gefahr steigt mit zunehmendem Probenvolumen und/oder abnehmender Entnahmetiefe,
- Unmöglichkeit einer Bodenluftprobenahme in stark bindigen oder wassergesättigten Böden,
- Inhomogenitäten im schichtigen Bodenaufbau mit einer Messwertbeeinflussung durch Porositäts- oder Feuchteunterschiede,
- untypische Verteilung der Bodengase zwischen gasförmiger und wässriger Phase im Gefolge starker Regenfälle mit nachfolgendem Durchgang der Sickerwasserfront,
- Bindung der Bodengase in wässriger Phase in Stauwasserhorizonten oberhalb von bindigen Bodenschichten und dadurch Vortäuschung geringerer Konzentrationen in der darüber befindlichen Bodenluft; andererseits kann kontaminiertes Stauwasser Bodengase bzw. Schadstoffe lateral verschleppen und somit eine Kontamination vortäuschen.

Im **WHO-Handbuch** (WHO 2009) wird auf die Ausweisung von *radon-prone areas* hingewiesen. Hierbei wird schwerpunktmäßig auf Raumluftmessungen Bezug genommen. Die Möglichkeit einer Kartierung sowie entsprechende Karten aus den USA und Deutschland auf der

Basis von Bodenluftmessungen werden nur randlich erwähnt. Konkrete Empfehlungen zur Durchführung von Bodenluftmessungen fehlen gänzlich.

Die **EU** überarbeitet zur Zeit ihre Strahlenschutzrichtlinien, ein Entwurf liegt bereits vor (Draft Euratom Basic Safety Standards Directive vom 24.2.2010). Darin werden u.a. Richtwerte für bestehende und neu zu errichtende Gebäude beschrieben (Article 100). Des Weiteren werden *radon prone areas* erwähnt (Article 38), ohne die Kriterien für eine solche Einstufung im Detail zu benennen. Da Bodenluft neben Baumaterialien und Wasser als Radonquelle für erhöhte Raumlufkonzentrationen ausdrücklich genannt wird, könnten Klassifizierungen in den Mitgliedsstaaten durchaus auch auf Ergebnissen von Bodenluftmessungen basieren. Hierfür wären spätestens bei der Umsetzung dieser Richtlinie Vorgaben für eine einheitliche bzw. vergleichbare Vorgehensweise notwendig.

Schweden ist eines der ersten europäischen Länder, in denen systematisch Untersuchungen zur Radonkonzentration in der Bodenluft und deren Zusammenhang zum geologischen Untergrund durchgeführt wurden.

In **Tschechien** werden seit vielen Jahren von zahlreichen privaten Firmen und anderen Institutionen routinemäßig vor der Errichtung von Neubauten Messungen der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft durchgeführt. Mittlerweile existieren staatliche Vorgaben hinsichtlich der Durchführung und Bewertung derartiger Untersuchungen. Eine Zusammenfassung dieses Themenkomplexes liefern Neznal et al. (2004 b). Hierin werden u.a. Details zu Probenahme und Messung, Zahl der benötigten Probenahmepunkte in Abhängigkeit von Größe des Untersuchungsareals, Ermittlung der Gasdurchlässigkeit sowie zur in Tschechien üblichen Bewertungskriterien bzw. -schemata (z.B.: *radon potential*, *radon index*) beschrieben.

In den **USA** geben Yokel & Tanner (1992) einen Überblick zur Methodik bei der Bestimmung der Radonkonzentration eines Baugrundes – hier als *radon source potential* bezeichnet. Vergleichbar der o.g. tschechischen Publikation werden auch hier Details zu Probenahme und Messung, zur Bodenphysik inkl. Bestimmung der Gasdurchlässigkeit und einem Bewertungsschema gegeben. Kürzer gefasste Beschreibungen dieser Vorgehensweisen finden sich bei Tanner (1988, 1991 b). Konkrete Vorgehensweisen bei Probenahme und Messungen beschreiben Nielson, Holt & Rogers (1996) und Nielson, Rogers & Holt (1996) für Bodenluftuntersuchungen in Florida.

7. Variabilität der Radonkonzentration

Die Radonkonzentration in der Bodenluft unterliegt einer zeitlichen und einer räumlichen (lateralen und/oder vertikalen) Variabilität. Der Einfluss von Probenahme- und Messverfahren wurde in Kapitel 5.1 bereits erläutert und ist bei Messwertvergleichen grundsätzlich zu berücksichtigen.

Zu o.g. Phänomenen sind zahlreiche Untersuchungen durchgeführt worden.

Bei der zeitlichen Variation können je nach Fragestellung unterschiedliche Aspekte von Interesse sein. Gefährdungsabschätzungen zielen zumeist und insbesondere für *worst case*-Annahmen auf Extremwerte ab, um bei einer Bewertung auf der sicheren Seite zu liegen (z.B.: Radongefährdungskarten). Bei kontinuierlichen Überwachungsmessungen sind in der Regel kurzfristige Konzentrationsanstiege oder -abnahmen entscheidend, weil diese als Indikator für die eigentlich interessierenden Phänomene fungieren (z.B.: Erdbebenvorhersage, Schadstoffemissionen bei Altlastuntersuchung).

Bei der räumlichen Variation spielt der Betrachtungsmaßstab eine wichtige Rolle. Ursache für die großräumigen Schwankungen des geogenen Radonpotentials geologischer Einheiten bzw. unterschiedlicher Gesteine sind Unterschiede in der Petrophysik und Geochemie der Gesteine. Eine strukturell bedingte Überprägung des Messsignals, z.B. in tektonisch gestörten Arealen, kann hinzutreten und ist bei einer Interpretation der Messergebnisse zu beachten. Kleinräumliche Variation ist von Bedeutung, wenn die Verhältnisse im Baugrund zu beurteilen sind, beispielsweise bei der Bewertung von Einzelgrundstücken oder ausgewiesenen Bauland hinsichtlich präventiver Radonschutzmaßnahmen bei Neubauten. In diesem Fall können kleinräumige Inhomogenitäten im Bodenaufbau über Permeabilitätsunterschiede Einfluss auf die Radonkonzentration nehmen.

Zusätzlich ist eine tiefenabhängige Variation zu beachten, die ihren Grund in der Radonexhalation an der Erdoberfläche und dem daraus resultierenden Konzentrationsgradienten in einem schichtig aufgebauten Bodenprofil haben kann. Dies setzt eine entsprechend tiefgründige Bodenentwicklung voraus. Die Radonverteilung in flachgründigen Böden und Lockergesteinen (< 0,5 m Mächtigkeit) lässt sich anhand der in Kapitel 2.2 beschriebenen Formeln nicht zuverlässig berechnen. Der oberflächennahe Einfluss meteorologischer Parameter ist hier im kleinräumigen Wechsel nicht im Einzelnen nachvollziehbar. Zudem ist die Durchführung von Feldmessungen, insbesondere bei Nutzung von Bodenluftsonden, mit technischen Schwierigkeiten verbunden, weil die exakte Einhaltung der Randbedingungen der Probenahme (z.B.: Abdichtung gegenüber Atmosphäre) nur schwer gewährleistet werden kann.

In noch stärkerem Maße gelten diese Anmerkungen für die unmittelbar an der Erdoberfläche anstehenden Festgesteine. Hier kann bei fehlender Lockergesteinsbedeckung oder Bodenausbildung keine Radonkonzentration in der Bodenluft ermittelt werden; für Baugrundbewertungen dieser Situation sind gänzlich andere Ansätze zu wählen (z.B.: Bestimmung der spezifischen Radiumaktivität, Bewertung von Klüften und Trennfugen im Festgestein).

Die umfangreichsten Erfahrungen zur kleinräumigen geogenen Radonbelastung sowie zu Vergleichsmessungen stammen aus Tschechien. Seit den 1990er Jahren werden routinemäßig Radonmessungen im Baugrund vorgenommen, um ggf. präventive Schutzmaßnahmen bei Neubauten empfehlen zu können. Diese Messungen werden von zahlreichen privaten Firmen angeboten, die sich dabei an exakte Vorgaben halten müssen. Aus Qualitätssicherungsgründen ist für eine Zertifizierung durch die zuständigen staatlichen Stellen u.a. auch der Nachweis einer erfolgreichen Teilnahme an Vergleichsmessungen notwendig. Dieser über viele Jahre hinweg gewonnene große Datenpool erlaubt gut begründete Aussagen zur zeitlichen und räumlichen Variabilität der Radonkonzentration in der Bodenluft.

Es wurden eigens mehrere Flächen eingerichtet, die detailliert untersucht und kontinuierlich betreut werden, um systematische Vergleichsmessungen der Radonkonzentration in der Bodenluft durchführen zu können (Matolin 2004, 2010). An die Testflächen werden umfangreiche Anforderungen gestellt:

- ausreichend hohe Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft (einige 10er kBq/m³),
- möglichst homogene Radonkonzentrationen über die gesamte Testfläche,
- Kenntnis der Radon- und Thoronaktivitäten in der Bodenluft,
- (vertikale) Bodenmächtigkeit von mindestens 0,8 bis 1,0 m,
- Kenntnis der geologischen Verhältnisse,
- Kenntnis der spezifischen Uran-, Thorium- und Kaliumaktivitäten der Gesteine und des Bodens,
- Kenntnis der Gasdurchlässigkeit des Bodens und ihrer Variabilität in der Testfläche; die Durchlässigkeit sollte ausreichend hoch sein, um eine Bodenluftentnahme zu gewährleisten,
- eine Testfläche oder bestimmte Areale einer Testfläche sollten andererseits eine ausreichend niedrige Gasdurchlässigkeit aufweisen, um zu kontrollieren, dass Teilnehmer auch unter diesen Bedingungen eine korrekte Bodenluftentnahme gewährleisten können,
- Kenntnis der zeitlichen Variation der Radon- und Thoronkonzentration,
- geringe räumliche Entfernung der Testflächen untereinander, um Beprobung aller Flächen an einem Tag zu ermöglichen,
- ausreichende Größe, um die Einrichtung von 15 Entnahmepunkten je Fläche zu ermöglichen,
- gute Zugänglichkeit mit Fahrzeug,
- Zustimmung der Eigentümer zur Nutzung als Testfläche,
- Verantwortlichkeit für Einrichtung und Betreuung der Testfläche sowie Planung und Durchführung von Vergleichsmessungen muss bei unabhängiger, nicht-kommerzieller Organisation liegen (hier: Karls-Universität Prag, Naturwissenschaftliche Fakultät, Abteilung für angewandte Geophysik, Prof. Matolin).

Zwischen 1992 und 1999 wurden vier Testflächen im nördlichen Böhmen über verschiedenen geologischen Substraten (turonischer Sandstein, ordovizischer Sericit-Quarzit, Granodiorit, Granit) eingerichtet und für die Vergleichsmessungen genutzt.

Ende der 1990er Jahre wurden drei neue Testflächen (Cetyne, Bohostice, Buk) eingerichtet, die seitdem für diese Messungen genutzt werden. Geologisch handelt es sich in Cetyne und Bohostice um leukokrate Biotit-Orthogneise, die von quartären fluviatilen sandigen Lehmen bzw. lehmigen Sanden überdeckt sind. In Bohostice ist den Quartärablagerungen granitisches Material beigemischt, woraus höhere Radiumaktivitäten und damit auch Radonkonzentrationen in der Bodenluft resultieren. In Buk bildet ein paläozoischer mittelkörniger Biotit-Amphibolit-Granodiorit den geologischen Untergrund und wird von eluvialem granitischem Verwitterungsmaterial überdeckt.

Auf jeder Fläche sind 15 Probenahmestellen in einem 5 x 5 m-Gitter angeordnet. Die Flächen unterscheiden sich untereinander hinsichtlich der Höhe der Radonkonzentration in der Bodenluft und auch der Gasdurchlässigkeit des Bodens. Die Radonkonzentration in der Fläche zeigt in Bohostice die geringste Variation, in Cetyne und in Buk sind lokale Unterschiede zu beobachten. Die Gasdurchlässigkeiten können innerhalb einer Fläche in stärkerem Maße variieren. 2000/2001 wurden auf jeder Testfläche 14 Beprobungen der jeweils 15 Probenahmestellen durchgeführt. Die Bodenluftentnahme erfolgte aus einer Tiefe von 0,8 m; die Messung mittels eines Szintillationszählers. Es wurde der Medianwert jeder der 14 Messreihen bestimmt und daraus der Mittelwert für Radon und Thoron berechnet. Ein Vergleich von Median und arithmetischem Mittelwert der Radonkonzentration in der Bodenluft jeder Messreihe zeigte für jede Testfläche stets eine hoch positive Korrelation (r : 0,95 bis 0,98). Tendenziell lag der Mittelwert geringfügig über dem Median.

Mittlerweile wurden zwischen 2000 und 2009 auf diesen drei Testflächen in unregelmäßigen zeitlichen Abständen 25 Vergleichsmesskampagnen durchgeführt; die Messungen erfolgten stets zwischen April und November. Das Verhältnis von Maximum/Minimum der arithmetischen Messreihenmittelwerte betrug in Cetyne 2,2, in Bohostice 2,1 und in Buk 1,9. Nach einer Eliminierung von Ausreißern reduzierten sich die Verhältnisse auf 1,4, 1,3 bzw. 1,5. Eine Zu- oder Abnahme der Radonkonzentration in der Bodenluft über den o.g. Zeitraum wurde nicht beobachtet.

7.1. Zeitliche Variation

Die Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft unterliegt einem vielfältig modulierten zeitlichen Gang. Dieser steht in unmittelbarem Zusammenhang mit Variationen in den bodenphysikalischen Parameter, die ihrerseits mit meteorologischen Einflüssen verknüpft sind und in diurnalen und saisonalen Perioden schwanken (s. Kap. 3.5). Diese Beeinflussung kann je nach Bodenart unterschiedlich tief reichen. Bei der Korrelation dieser Parameter mit dem Gang der Radonkonzentration in der Bodenluft ist zu beachten, dass eine zeitliche Verzögerung eintreten kann, verursacht beispielsweise durch das sukzessive Fortschreiten einer Versickerungsfront nach einem Niederschlagsereignis.

Grundsätzlich gilt jedoch: Je größer die Probenahmetiefe der Bodenluft, desto geringer die Beeinflussung durch die o.g. Faktoren. Weil Bodenbeschaffenheit und Witterung kleinräumig

stark variieren können, ist es schwierig, von lokalen Untersuchungsergebnissen eine Verallgemeinerung des täglichen und saisonalen Ganges der Bodenluftkonzentration abzuleiten.

Nachfolgend werden zunächst einige diesbezügliche Untersuchungen der Forschungsnehmer näher beschrieben.

Die Abhängigkeit der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft von Jahreszeit und Entnahmetiefe sowie der kleinräumige Wechsel von geologischem Untergrund, von Deckschichten und Bodenbildung, wie er bei Baugrunduntersuchungen eine Rolle spielen kann, wurden beispielhaft einem verwitterten Granit in der Oberpfalz untersucht, der von Lösslehm und granitischen Fließerden überdeckt ist (Rolffs 1994, Salah 1994; s. Kap. 7.2 und 7.3).

Die Radonmessung der Bodenluft erfolgte an 16 verschiedenen Probepunkten im Abstand von ca. 5 m als aktive Kurzzeitmessung (Abb. 24; Rolffs 1994). An jeweils 8 Probepunkten wurde die Bodenluft aus 1 m bzw. 2 m Tiefe entnommen. Aufgrund der unterschiedlichen Ausbildung der granitischen Solifluktsdecken sowie deren variierender Mächtigkeit und Grenzausbildung auf engstem Raum entstehen kleinräumige horizontale Änderungen in Bezug auf den Radiumgehalt und das Bodengefüge. Die hieraus zu erwartenden horizontalen Unterschiede in Porenvolumen, Porengrößenverteilung sowie Wasseranteil am Porenvolumen beeinflussen die Radonemanation sowie die Gaspermeabilität des Bodens und bewirken die beobachteten lokalen und zeitlichen Schwankungen der Radonaktivitätskonzentration.

An jedem Aufnahmepunkt erfolgten jeweils zwei Parallelmessungen im Oktober 1992, im Dezember 1992 und im Juni 1993 (Abb. 24, Rolffs 1994).

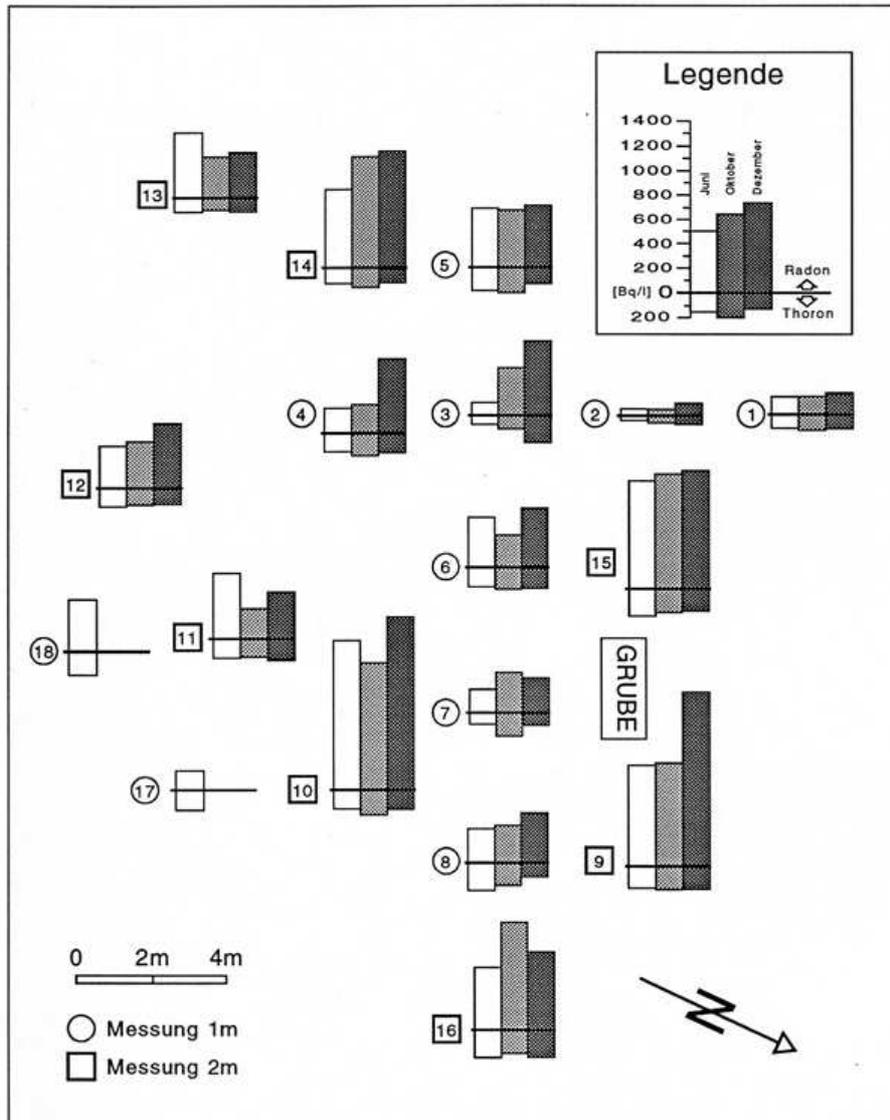


Abb. 24:
 Räumliche und zeitliche Variation der Radon- und Thoronaktivitäts-konzentration in der Bodenluft über einem verwitterten Granit in der Oberpfalz

Die Medianwerte der Bodenluftproben aus 2 m Tiefe weisen gegenüber den in 1 m Tiefe durchgeführten Messungen eine um den Faktor 2,0 im Sommer, 1,6 im Herbst und 1,2 im Winter höhere Radonaktivität auf (Abb. 25; Salah 1994).

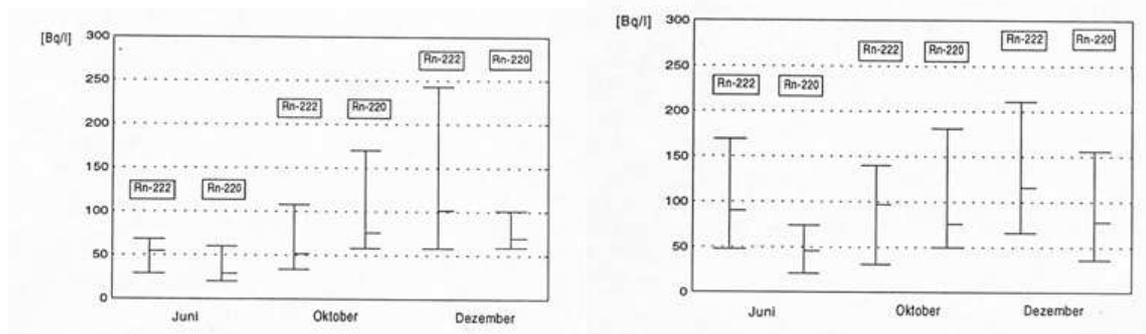


Abb. 25:

Zeitliche Variation der Radon- und Thoronaktivitätskonzentration in der Bodenluft über einem verwitterten Granit in der Oberpfalz (Mediane und Spannweiten; links: 1 m Tiefe, rechts: 2 m Tiefe)

Ein saisonaler Gang zeichnet sich als Trend zu höheren Werten im Winter sehr deutlich in 1 m Tiefe ab und ist besonders gut an den Maximalwerten erkennbar. Die hohen Niederschlagsmengen haben zur Folge, dass der Porenraum im oberen Teil des Bodens abgedichtet wird. Dies führt zu einer verringerten Migration des Radon und somit zu seiner Anreicherung in den darunter liegenden Schichten. Dementsprechend ist die Radonkonzentration in 2 m Tiefe deutlich höher, bei gleichzeitig geringerem Einfluss saisonaler Witterungsschwankungen. Die während des Sommers vorherrschende hohe Luft- und auch Bodentemperatur und die geringen Niederschlagsmengen führen zu einer verstärkten Exhalation des Radon aus den trockenen und daher permeablen Böden, was mit einer Abnahme der Radonkonzentration im oberflächennahen Bereich verbunden ist.

Die Thoronaktivitäten variieren bezüglich der Probenahmetiefe erwartungsgemäß in sehr geringem Maße, weil wegen der kurzen Halbwertszeit von Thoron - unabhängig von der Bodenart - bereits in einer Tiefe von wenigen Zentimetern ein gleichbleibender Wert erreicht ist (s. Abb. 25). So weichen die Medianwerte der Messungen in 1 m und 2 m Tiefe nur geringfügig voneinander ab, die 2 m-Werte sind im Sommer um den Faktor 1,3, im Herbst und im Winter kaum merklich erhöht.

Matolin & Prokop (1992) führten auf zwei Testflächen nahe Prag über Granit mit einem Szintillationszähler Radonmessungen zwischen April 1990 bis April 1991 durch. An 20 Tagen in annähernd gleichen Zeitabständen über das Jahr hinweg wurden auf jeder Fläche je 20 Messpunkte (2 x 2 m-Gitter) in 0,8 m Tiefe beprobt. Es zeigten sich Unterschiede um den Faktor 5 bis 8 zwischen den niedrigsten und höchsten Monatsmittelwerten. Das Minimum lag im August, das Maximum im Februar/März. Zwischen Radon und der Luft- bzw. Bodentemperatur bestand eine negative Korrelation. Die Autoren interpretieren dies folgendermaßen: Der Anstieg der Luft- bzw. Bodentemperatur zieht eine Abnahme der Bodenfeuchte nach sich. Diese wiederum führt zu einem Anstieg der Gasdurchlässigkeit mit einer Zunahme der Exhalation und einer Abnahme der Radonkonzentration im oberflächennahen Boden. Zu Luftdruck und Luftfeuchte konnte keine Abhängigkeit festgestellt werden. Die parallel gemessene Thoronkonzentration zeigte keine Abhängigkeit zu den genannten meteorologischen Faktoren und deutlich geringere Schwankungen über das Jahr (Faktor 2). Dies ist auf

die geringe Diffusionsweite von Thoron zurückzuführen, die von äußeren Einflüssen nur wenig beeinflusst wird.

Neznal, Neznal & Smarda (1992 a, 1996) beschreiben die Resultate einer 14-monatigen Messreihe (Dezember 1990 bis Januar 1992) auf zwei Messflächen in einem feinsandigen-lehmigen Boden über einem verwitterten Sandstein im nördlichen Böhmen; eine der beiden Flächen war durch radiumhaltige Ablagerungen kontaminiert und weist daher höhere Radonkonzentrationen in der Bodenluft auf. In jedem Monat wurden an 14 bis 20 Tagen jeweils ca. 20 Messungen mit einem Szintillationszähler zu unterschiedlichen Tageszeiten durchgeführt; die Beprobungstiefe betrug jeweils 0,6 m. Bei Betrachtung aller Einzelmesswerte variierte die Radonkonzentration zwischen 34 bis 91 kBq/m³, der Mittelwert der monatlichen Messreihen lag bei 60 kBq/m³. Die höchsten Werte wurden im Winter und Frühjahr, die niedrigsten im Sommer und Herbst beobachtet. Innerhalb dieser beiden Perioden war die Schwankung deutlich geringer. In Abbildung 26 sind die saisonalen Unterschiede graphisch vereinfacht dargestellt. Der Quotient der Mittelwerte Winter/Sommer liegt zwischen ca. 1,1 und 1,3.

Es wurde eine schwach negative Korrelation mit der Lufttemperatur beobachtet. Geringe Niederschläge im Spätsommer und Herbst haben eine Austrocknung des Bodens mit einer verstärkten Exhalation und dementsprechend geringeren Radonwerte in der Bodenluft zur Folge. Umgekehrt verhinderte Schneebedeckung die Exhalation mit der Folge einer Radonanreicherung im Boden. Zwischen Luftdruck und Radonkonzentration wurde keine Abhängigkeit festgestellt.

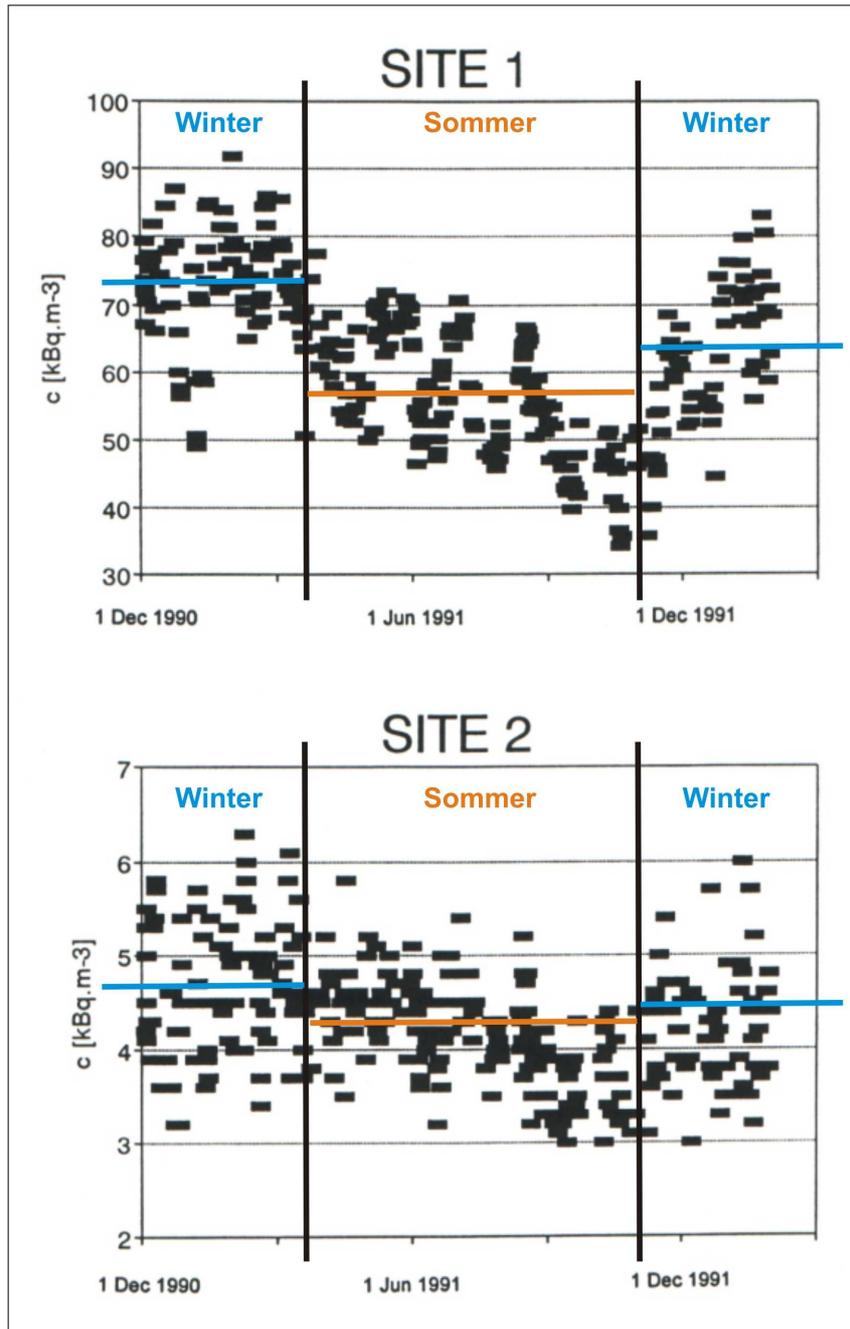


Abb. 26:
Saisonale Variation der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft über einem verwitterten Sandstein in Böhmen (blau: mittlere Radonwerte im Winter, orange: mittlere Radonwerte im Sommer)

Kurzfristige Änderungen der Radonkonzentration erfolgten an den beiden Messpunkten, jedoch in unterschiedlichem Maße und oft auch gegenläufig. In Abbildung 27 ist beispielhaft eine ca. 3-wöchige Messreihe im Dezember 1991 dargestellt. Prinzipiell spiegeln sich die o.g. saisonalen Variationen auch in dieser kürzeren Zeitspanne wider: Fast alle Messwerte liegen innerhalb einer Spannweite von $\pm 20\%$ um den Mittelwert. Konkrete Ursachen für die Schwankungen lassen sich hier nicht benennen. Luftdruckunterschiede oder Windeinwirkung können das oberflächennahe Bodenluftregime beeinflussen und diese Änderungen hervor-

rufen. Zudem ist zu berücksichtigen, dass manche Messwertschwankungen im Bereich des Messfehlers liegen.

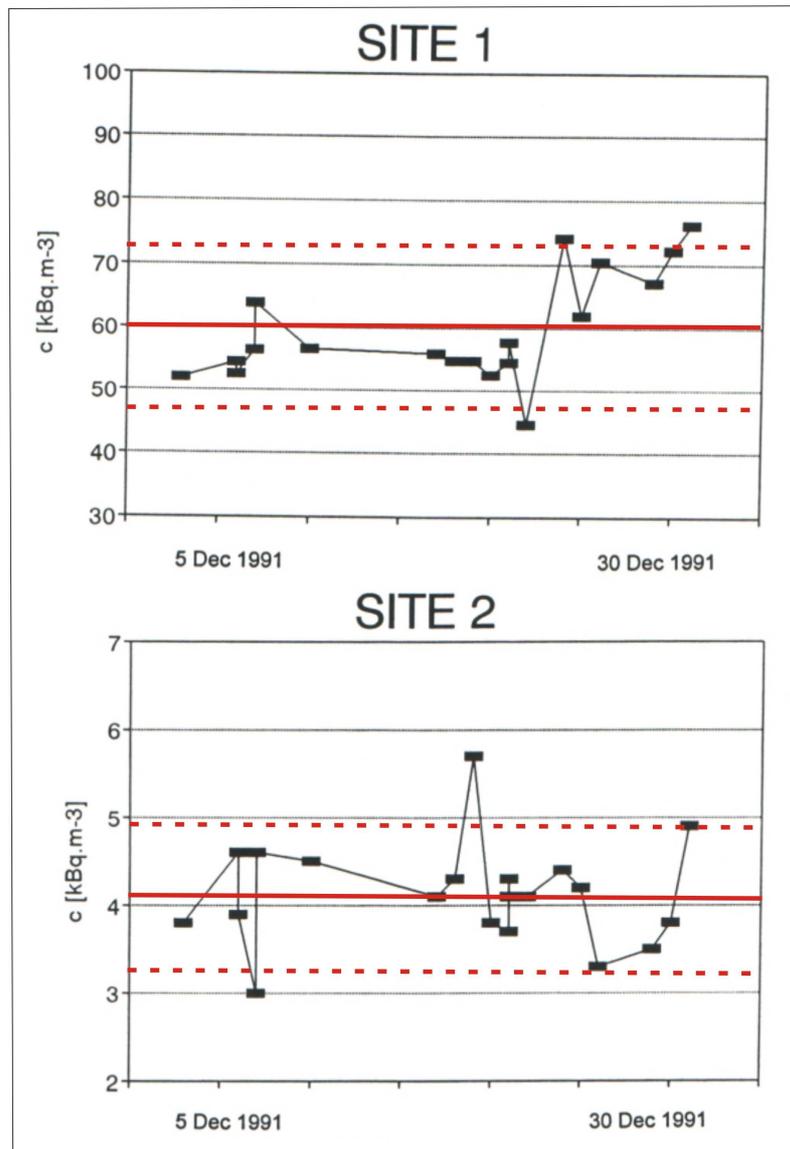


Abb. 27:
Kurzzeitige Variation der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft über einem verwitterten Sandstein in Böhmen über ca. 3 Wochen (rot: Mittelwert; rot gestrichelt: Mittelwert $\pm 20\%$)

Qualitativ ähnliche Ergebnisse lieferte eine mit derselben Vorgehensweise durchgeführte Messreihe mit 15 Messpunkten in Kocanda/Tschechien und 13 Beprobungen zwischen März 2001 und März 2002 (Neznal et al. 2004 b). Der saisonale Gang der Radonkonzentration ist in Abbildung 28 dargestellt. Der Median der 13 Monatsmessreihen variierte zwischen 26 und 36 kBq/m^3 .

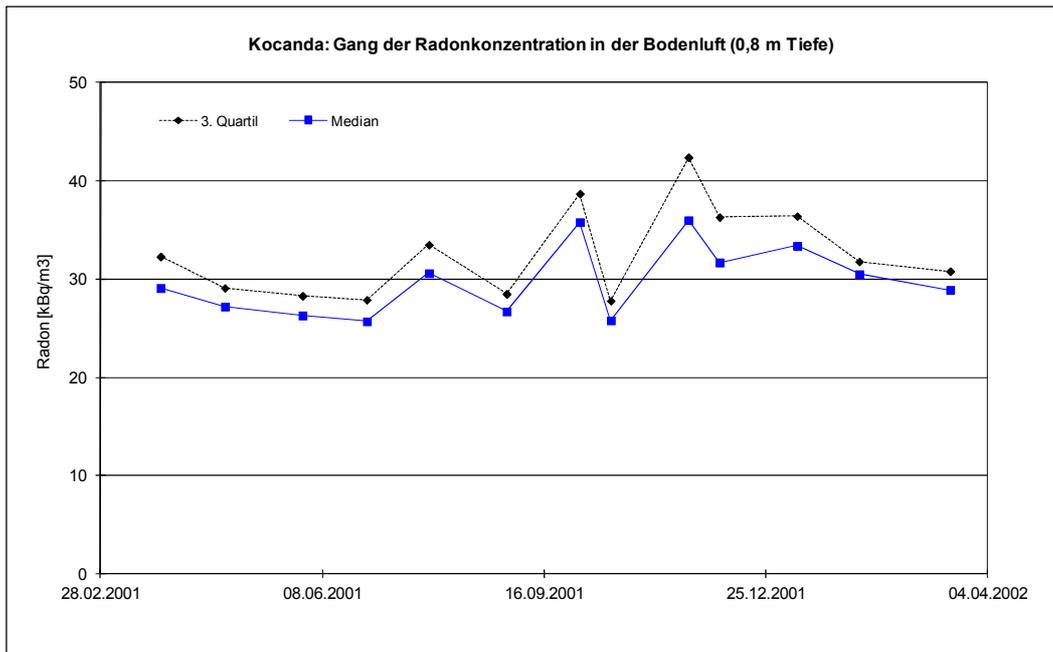


Abb. 28:
Zeitliche Variation der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft monatlicher Messreihen auf einer Testfläche in Kocanda/Tschechien

Eine saisonal getrennte Betrachtung der Messwerte nach Sommer (Mai bis Oktober) und Winter (November bis April) zeigt fast durchgängig höhere Radonkonzentrationen in den Wintermonaten (Abb. 29). Der Quotient Winter/Sommer variiert zwischen ca. 0,8 und 1,2 und liegt im Mittel bei ca. 1,1.

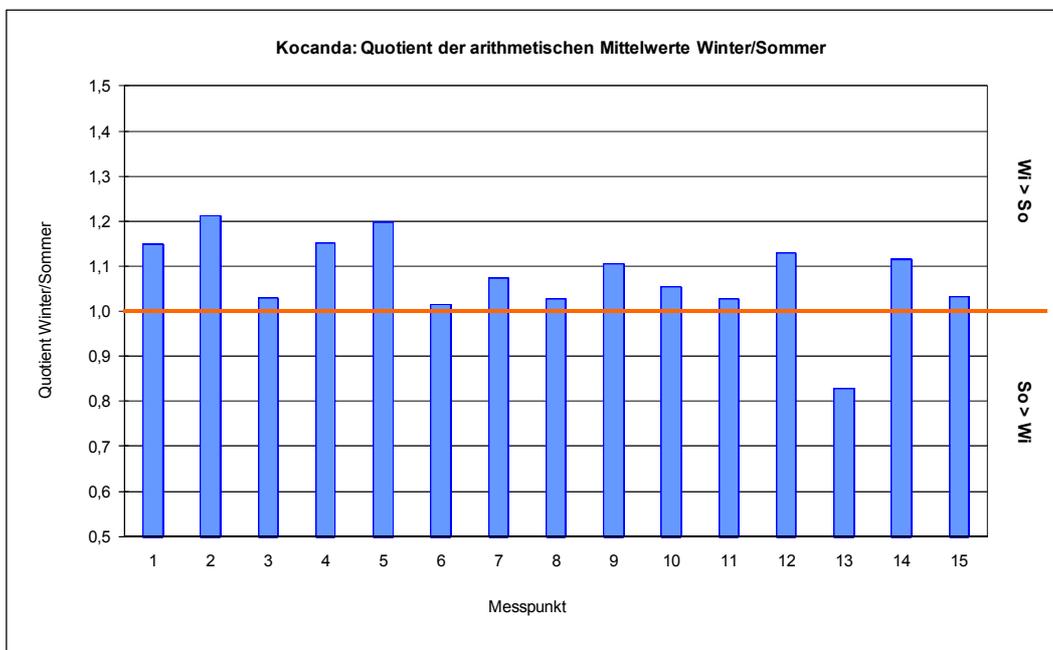


Abb. 29:
Quotient der arithmetischen Mittel der halbjährlichen Messreihen Winter/Sommer auf einer Testfläche in Kocanda/Tschechien (orange Linie: Winter = Sommer)

Neznal, Neznal & Smarda (1995) untersuchten den saisonalen Radongang auf fünf Testflächen im nördlichen Böhmen. Auf jeder Fläche wurde an je 25 Beprobungspunkten (5 x 5 m-Gitter) an 9 Tagen zwischen Mai 1992 und Mai 1993 die Radonkonzentration mittels eines Szintillationszählers gemessen. Es kamen zwei Messmethoden parallel zum Einsatz; die Probenahmetiefe lag zwischen 0,6 und 0,8 m Tiefe. Die Bodenluft wurde zum einen mittels einer bei jeder Beprobung neu in den Boden eingebrachten Sonde, zum anderen mittels einer Sonde aus einem stationären Pegel entnommen. Der höchste Durchschnittswert eines Messtages lag um den Faktor 2 über dem niedrigsten. Zwischen Radonkonzentration und Bodentemperatur und -feuchte wurde nur eine schwache Abhängigkeit festgestellt, die zudem für die beiden o.g. Probenahmeverfahren und die fünf Testflächen unterschiedlich ausfiel. Messwerte des stationären Pegels lagen zumeist leicht über denen der mit „temporären“ Sonden gewonnenen Proben. Eine Erklärung hierfür wurde nicht gegeben. Messwertvariationen bedingt durch geologische Inhomogenitäten und Fehler bei der Probenahme sind nicht zu vernachlässigen und scheinen bedeutender als jahreszeitlich bedingte Schwankungen zu sein.

Untersuchungen der Radonkonzentration in der Bodenluft über Abraummateriale aus dem Uranbergbau bestätigten die o.g. Gesetzmäßigkeiten (Neznal & Pernicka 1996). Zwischen September 1994 und März 1996 wurden an mehreren Messstellen in unregelmäßigen Zeitabständen aus mehreren Tiefen zwischen 0,1 und 0,5 m sowie aus 0,8 und 1,5 m Tiefe Bodenluftproben entnommen. Die Ergebnisse der Messungen aus den beiden größeren Tiefen waren konstant; die Variation bewegte sich im Bereich der Messunsicherheit, wie Mittelwerte und Standardabweichung in 1,5 m Tiefe von $2.045 \pm 134 \text{ kBq/m}^3$ und in 0,8 m Tiefe von $1.124 \pm 105 \text{ kBq/m}^3$ belegen. Es zeigte sich nur eine schwache Abhängigkeit von meteorologischen Faktoren. Lediglich ein Starkregenereignis nach einer längeren Trockenperiode hatte in 0,8 m Tiefe einen Radonanstieg um ca. 25 % zur Folge. Zwei Messreihen im oberflächennahen Bereich (10 cm-Schritte zwischen 0,1 und 0,5 m Tiefe) zeigten einen deutlichen Radonanstieg mit der Tiefe (264 bis 612 kBq/m^3 bzw. 155 bis 900 kBq/m^3). Die vergleichsweise große Variation der Messungen in 0,1 m Tiefe dürfte durch Fehler bei der Probenahme, d.h. durch eine Kontamination mit Atmosphärenluft, verursacht worden sein.

Eine Abschätzung der Langzeitstabilität bzw. -variation der Radonkonzentration in der Bodenluft erlauben die Untersuchungen auf den drei tschechischen Testflächen (Matolin 2010, s. Kap. 5.3). Zwischen 2000 und 2009 wurden hier in unregelmäßigen zeitlichen Abständen 25 Vergleichsmesskampagnen durchgeführt; die Messungen erfolgten stets in den Sommermonaten zwischen April und November (Abb. 30); Messungen in den Wintermonaten wurden nicht durchgeführt. Das Verhältnis von Maximum/Minimum der arithmetischen Messreihenmittelwerte betrug in Cetyne 2,2, in Bohostice 2,1 und in Buk 1,9. Nach einer Eliminierung von Ausreißern reduzierten sich die Verhältnisse auf 1,4, 1,3 bzw. 1,5. Eine systematische Zu- oder Abnahme der Radonkonzentration in der Bodenluft wurde auf keiner der drei Testflächen beobachtet, Beprobungen während der o.g. Untersuchungsperiode liefern also gut reproduzierbare Ergebnisse.

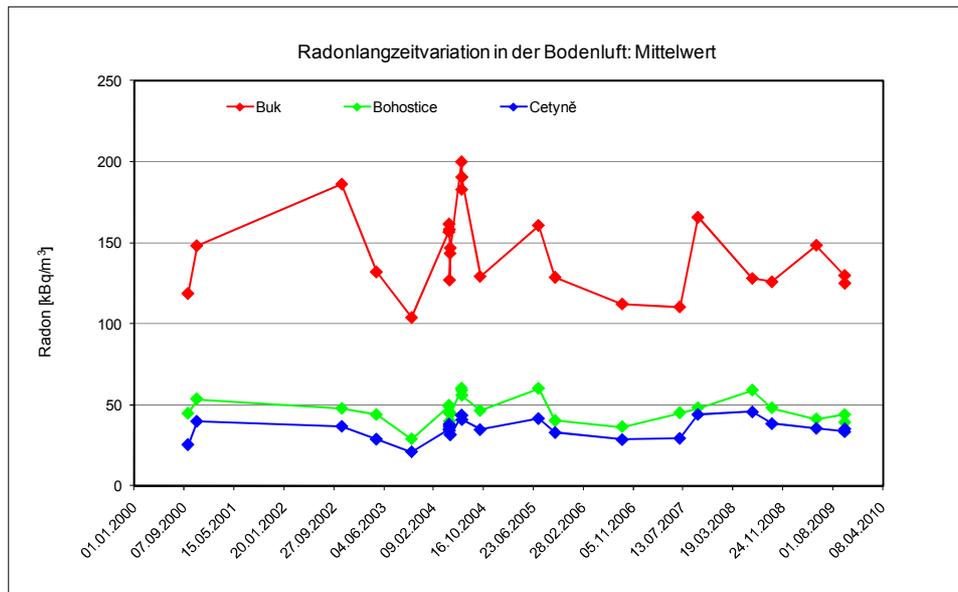


Abb. 30:

Langzeitstabilität bzw. –variation der Radonkonzentration in der Bodenluft auf drei Testflächen in Tschechien

Die zeitliche Stabilität der Radonkonzentration und insbesondere die Reproduzierbarkeit hoher Messwerte wird dadurch untermauert, dass im o.g. Zeitraum auf den Testflächen Cetyne und Buk die Radonmaxima an fast ausnahmslos denselben Probenahmestellen gemessen wurden. Die Verteilung der Maxima auf unterschiedliche Probenahmestellen auf der Testfläche Bohostice hat ihre Ursache in der dort größeren räumlichen Inhomogenität der Radongehalte in der Bodenluft.

Zur Frage einer saisonalen Variation der Radonkonzentration in der Bodenluft existiert eine Vielzahl von Arbeiten. Es zeigt sich jedoch kein einheitliches Bild, sondern es werden sehr unterschiedliche Szenarien beschrieben, die z.T. gegensätzliche Interpretationen und konträre Aussagen über vermeintliche Abhängigkeiten der Radonkonzentration liefern. Vergleiche von Fallbeispielen werden dadurch erschwert, dass verschiedene Messverfahren eingesetzt wurden, die geologisch-bodenkundlichen und klimatischen Randbedingungen der Messungen sehr unterschiedlich waren und ein oftmals unzureichender Datenbestand (z.B.: wenige Messpunkte, kurze Messreihen) keine Verallgemeinerung der Resultate zulässt. Oftmals liefern auch lokale Phänomene die Erklärung für unterschiedliche Messergebnisse. Die nachfolgend beschriebenen Beispiele sollen einen Eindruck über die Komplexität der o.g. Abhängigkeiten vermitteln, die vorgenommene Auswahl erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Das nachfolgende Beispiel aus Skandinavien zeigt exemplarisch den starken Einfluss der Permeabilität des Untergrundes auf die Höhe der Bodenluftkonzentration und daraus resultierende saisonale Variationen. Lokal kann die Morphologie bzw. topographische Lage von

Messpunkten entscheidenden Einfluss haben, ein Phänomen, das auch aus Karst- und Bergbaugebieten bekannt ist.

Sundal et al. (2004, 2008) untersuchten den saisonalen Gang der oberflächennahen Radonkonzentration in der Bodenluft über hochpermeablen grobkörnigen Moränenablagerungen mit großen Höhenunterschieden in zwei Ortschaften in Norwegen. Die Messungen ergaben deutliche räumliche und zeitliche Unterschiede der Radonkonzentration in Abhängigkeit von geographischer Position des Messpunktes. Im Frühjahr und Sommer wurden in Tallagen höhere Konzentrationen gemessen, im Herbst und Winter verhielt es sich umgekehrt mit höheren Konzentrationen auf den Kuppen. Ursache waren nicht lokale geo/radiochemische, petrographische oder bodenphysikalische Besonderheiten, sondern allein saisonal unterschiedlich gerichtete Luftströmungen innerhalb des hochpermeablen Sedimentkörpers, die von Temperatur- bzw. Druckdifferenzen zwischen Boden- und Atmosphärenluft gesteuert wurden. Im Winter war die Bodenluft wärmer als die Atmosphärenluft, stieg daher innerhalb der gut durchlässigen Sedimente auf und führte in den topographisch höher gelegenen Niveaus zu höheren Bodenluftkonzentrationen als in den niedriger gelegenen Bereichen, an denen nun radonarme Atmosphärenluft in den Sedimentkörper nachströmte. Im Sommer kehrte sich der Prozess um, weil die kühlere Bodenluft im Sedimentkörper absank, sich Radon im tieferen Bereich anreicherte und in den höheren Lagen radonarme Atmosphärenluft nachströmte und hier zu niedrigen Bodenluftkonzentrationen führte.

Die im Folgenden genannten Arbeiten befassen sich mit möglichen bodenphysikalischen Ursachen.

Washington & Rose (1990, 1992) beschreiben die über ca. drei Jahre hinweg gemessene zeitliche Tiefenverteilung und Variabilität der Radonkonzentration in der Bodenluft an fünf verschiedenen Messorten in Pennsylvania/USA und vergleichen die Resultate mit berechneten Werten, die aus gesteins- und bodenphysikalischen Parametern (z.B.: Radionuklidaktivität, Dichte, Porosität, Emanationskoeffizient) abgeleitet wurden. Unabhängig von Bodendurchfeuchtung oder Ausgangsmaterial (z.B.: Kalk-, Sandstein) wurden an allen Standorten bis in eine Tiefe von 2 m unterschiedlich starke saisonale Gänge der Radonkonzentration (Faktor 2 bis 10) beobachtet. Die Radonwerte waren im Winter und Frühjahr deutlich niedriger als im übrigen Jahr. Die gemessenen Tiefenverteilungen zeigten, dass eine diffusive Radonbewegung im Boden die Hauptrolle für die Höhe der Radonkonzentration in der Bodenluft spielt. Im Sommer und Herbst entsprachen die Ergebnisse der Feldmessungen den berechneten diffusionsabhängigen Tiefenverteilungen. Bei der in diesen Jahreszeiten herrschenden niedrigen bis durchschnittlichen Bodendurchfeuchtung erfolgt die Radondiffusion vorwiegend im luftgefüllten Porenraum und die Radonkonzentration wird durch die temperaturabhängige Radonverteilung in Gas- und Wasserphase gesteuert: Zunehmende Bodenfeuchte bedeutet hierbei zunehmende Radonkonzentrationen in der Bodenluft. Im Vergleich zur Berechnung niedrigere Messwerte im Winter und Frühjahr wurden als Resultat eines anderen Diffusionsregimes interpretiert. Bei einer starken Bodendurchfeuchtung - wie sie im Winter durchaus üblich ist - und damit einem geringen Anteil luftgefüllter Poren erfolgt die Radondiffusion vorwiegend durch den wassergefüllten Porenraum. Diese geht im Vergleich

zur Diffusion durch Luft langsamer vorstatten und dementsprechend zerfällt in derselben Zeit mehr Radon. Der Radonübergang aus dem Porenwasser in die Bodenluft verringert sich, niedrigere Konzentrationen in der Bodenluft sind die Folge.

7.2. Beprobungstiefe

Die Abhängigkeit der Höhe der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft von der Beprobungs- bzw. Entnahmetiefe ist von zahlreichen Bearbeitern untersucht worden (Gockel 1914; Meyer & Schweidler 1916; Bender 1934; Israel-Köhler & Becker 1936; Kovach 1945; Hatuda 1953; Jaki & Hess 1958; Israel, Björnsson & Stiller 1962; Kraner, Schroeder & Evans 1964; Schroeder, Kraner & Evans 1965; Israel & Björnsson 1967; Fleischer & Mogro-Campero 1979 a; King 1978; Gast & Stolz 1982; Kristiansson & Malmqvist 1982, 1984; Dörr 1984; Käßler 1984; Schery, Gaedert & Wilkening 1984; Hesselbom 1985; Lindmark & Rosen 1985; Taipale & Winqvist 1985; Worm 1986; Rose, Washington & Greeman 1988; Dörr & Münnich 1990; Rose, Hutter & Washington 1990; Duenas, Fernandez & Carretero 1992; Washington & Rose 1992, Jönsson 2001, Al-Shereidei, Bataina & Ershaidat 2006.

Generell nehmen die Radongehalte zur Erdoberfläche hin ab, weil Radon stetig in die Atmosphäre exhaliert (s. Kap. 2.3). Mit zunehmender Tiefe ist in Abhängigkeit von der Bodenart ein unterschiedlich starker Anstieg der Radonkonzentration zu beobachten (s. Kap. 2.2). Das Gleichgewicht zwischen Radonneubildung und -zerfall - und somit eine konstante Konzentration - ist in permeablen Böden (z.B.: Sande, Kiese) in einer Tiefe von mehreren Metern, in stärker lehmigen Böden in einer Tiefe von ca. 2 m erreicht. Grundlegend davon abweichende Tiefenverteilungen haben ihre Ursache stets in lokalen Besonderheiten (z.B.: horizontgebundene Radionuklidanreicherungen, abdichtende Tonlinsen).

Nachfolgend sind einige konkrete Beispiele der Tiefenabhängigkeit näher beschrieben.

Neznal, Neznal & Smarda (1994) führten an drei geologisch unterschiedlichen Standorten in Tschechien Untersuchungen zur tiefenabhängigen Radonkonzentration in der Bodenluft durch. An jedem Standort wurden an 15 Messpunkten Proben aus Tiefen von 0,3, 0,6, 0,9, 1,2 und 1,5 m in Lucas-Zellen entnommen und mittels eines Szintillationszählers gemessen; zugleich wurde *in situ* die Gasdurchlässigkeit des Bodens bestimmt.

In homogenen und gut permeablen fluviatilen Sanden, die von tonigen Lehmen überdeckt sind, variiert die Radonkonzentration sowohl lateral als auch vertikal nur geringfügig. In einem Lösslehm mit durchschnittlicher Gasdurchlässigkeit ist eine stetige Zunahme der Radonwerte bei der schrittweise größeren Beprobungstiefe von 0,3 m bis 1,5 m (10 bis 28 kBq/m³) zu beobachten. Zwischen 0,3 und 0,9 m verdoppelt sich der Wert (10 bzw. 21 kBq/m³, Abb. 31 links). In einem sandig-tonigen Verwitterungsprofil über granodioritischem Ausgangsgestein mit starkem lokalem Wechsel der Gasdurchlässigkeit wurde ein deutlicher Anstieg der Radonkonzentration beobachtet; zwischen 0,3 und 0,9 m verdreifachen sich die Gehalte nahezu (57 bzw. 134 kBq/m³, Abb. 31 rechts). Der abweichende Kurvenverlauf dieser gemessenen Werte von einer theoretisch berechneten Tiefenverteilung (s. Abb. 3 in Kap.

2.2) lässt sich durch die Inhomogenität des natürlichen Substrates, insbesondere den kleinräumigen Wechsel zwischen sandigen und stark tonigen Bereichen, erklären. Die Messungen wurden je einmal im Sommer und Herbst durchgeführt und waren sowohl quantitativ als auch qualitativ gut miteinander vergleichbar.

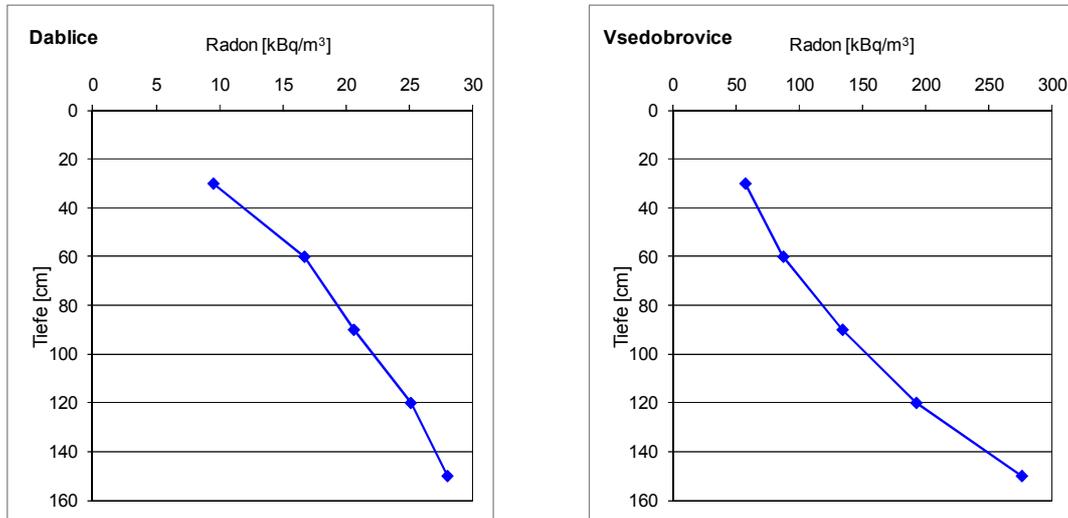


Abb. 31:
Tiefenabhängigkeit der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft an zwei Messorten in Tschechien

Eine Zunahme der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft beschreiben auch Neznal & Pernicka (1996), Matolin et al. (2000) oder Neznal & Neznal (2004).

Vergleichbare Resultate lieferten die Arbeiten von Rolffs (1994) und Salah (1994), die über einem verwitterten Granit in 2 m Tiefe deutlich höhere Radonkonzentrationen als in 1 m Tiefe beobachteten (s. Abb. 24 und 25 in Kap. 7.1).

7.3. Räumliche Variation

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der Radongefährdung der Bevölkerung sind die räumlichen Unterschiede der Radonkonzentration in der Bodenluft. Landesweit und überregional lassen sich geologische Einheiten anhand der Radonaktivitätskonzentration in den Bodenbildungen über Gesteinen typisieren (Åkerblom, Andersson & Clavensjö 1984, Åkerblom & Wilson 1981, Barnet 1991, Barnet, Miksova & Karenova 2001, Barnet, Miksova & Prochazka 1998, Barnet et al. 2008, Gates, Gundersen & Malizzi 1990, Kemski et al. 1992, 1998 b, 2000, 2001, 2002, 2005, 2006, Kemski, Klingel & Siehl 1994, 1996 a, b, c, 2006, Kemski, Siehl & Valdivia-Manchego 1998, 1999, Miles & Ball 1996, Reimer & Gundersen 1989, Miles & Appleton 2005). Es sind sowohl regionale als auch gesteinspezifische Trends innerhalb einzelner Gebiete zu beobachten, so dass auch in geologischen Karten als gleichartig ausgewiesene Gesteine durchaus unterschiedliche Radoncharakteristiken aufweisen

können. Eine Extrapolation auf Areale mit Gesteinen, die unter ähnlichen Bildungsbedingungen entstanden sind und gleiches geologisches Alter haben, ist daher nur bedingt möglich.

Auf lokaler Ebene können solche Ergebnisse in Form von Radongefährdungskarten dargestellt werden, um beispielsweise in Gemeinden Gebiete auszuweisen, in denen präventive Radonschutzmaßnahmen bei Neubauten sinnvoll sind (Åkerblom 1994, Neznal et al. 2004 b, Neznal & Neznal 2006) In Deutschland wurde dies in unterschiedlicher Art und Weise für einige Gemeinden bereits durchgeführt (Stadt Hagen 2010, Stadt Iserlohn 2010, Stadt Wuppertal 2010), in Schweden existieren entsprechende Karte für zahlreiche Gemeinden bereits seit vielen Jahren.

Eine weitere praxisnahe Anwendung sind Bewertungen von Baugrundstücken (Åkerblom 1994, Åkerblom & Wilson 1981, Neznal, Neznal & Smarda 1991, Kemski, Klingel & Siehl 1996 a, Lindgren 1998, Neznal & Neznal 2006).

Alle Untersuchungen, unabhängig von der Größe des betrachteten Gebietes, haben jedoch gezeigt, dass Einzelwerte von Radonmessungen in der Bodenluft grundsätzlich keinerlei Aussagekraft haben. Es gilt: „Eine Messung ist keine Messung!“. Die wesentliche Kenngröße der Radonbelastung ist die Verteilung der Radonaktivitätskonzentration in einem Gebiet und nicht ein einzelner Messwert! Bei halb-logarithmischen Darstellungen von Summenhäufigkeiten der logarithmierten Radonkonzentration in der Bodenluft spiegelt die unterschiedliche Steilheit die Größe der Variabilität wider. Steile Verteilungen weisen eine geringe, flache Verteilungen eine hohe Schwankungsbreite auf. Dieses „Muster“ findet man sowohl bei überregionalen Feldmesskampagnen als auch bei lokalen Baugrunduntersuchungen. Je geringer die Variabilität, desto besser die kleinräumige Prognose, wobei im Einzelfall zusätzlich die lokalen bodenphysikalischen, geochemischen und strukturgeologischen Besonderheiten zu beachten sind.

Eine ausreichende Datendichte innerhalb einer geologischen Einheit erlaubt eine statistisch begründete Abschätzung der geogenen Radonbelastung. So ist beispielsweise in Böden über Graniten im Spessart mit einer Wahrscheinlichkeit von 75 % eine Radonbelastung unter 50 kBq/m^3 zu erwarten, in Böden über Graniten des Fichtelgebirges dagegen nur mit einer Wahrscheinlichkeit von 10 % (Abb. 32).

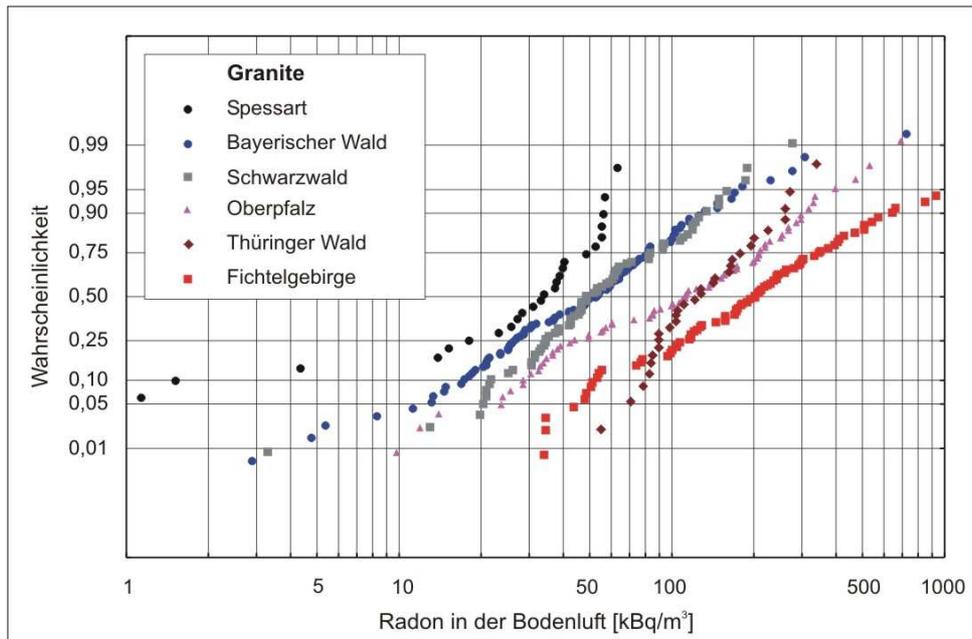


Abb. 32:
Messwertverteilungen der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft über verschiedenen Graniten in Mittel- und Süddeutschland

Mit zunehmender Beschränkung des Gebietes auf eine kleinere Fläche wird die Verteilung – wie zu erwarten - schmäler und steiler (Abb. 33). Aber selbst in einem Neubaugebiet mit einer Ausdehnung von ca. 40.000 m² ist eine Spannbreite von 15 bis 65 kBq/m³ bei einem Median von 35 kBq/m³ vorhanden. Dies zeigt, dass kommunale Flächen nicht über einen einzigen Wert zu definieren sind, sondern die Kenngrößen der Verteilung bei einer Einordnung der möglichen Radongefährdung zu beachten sind.

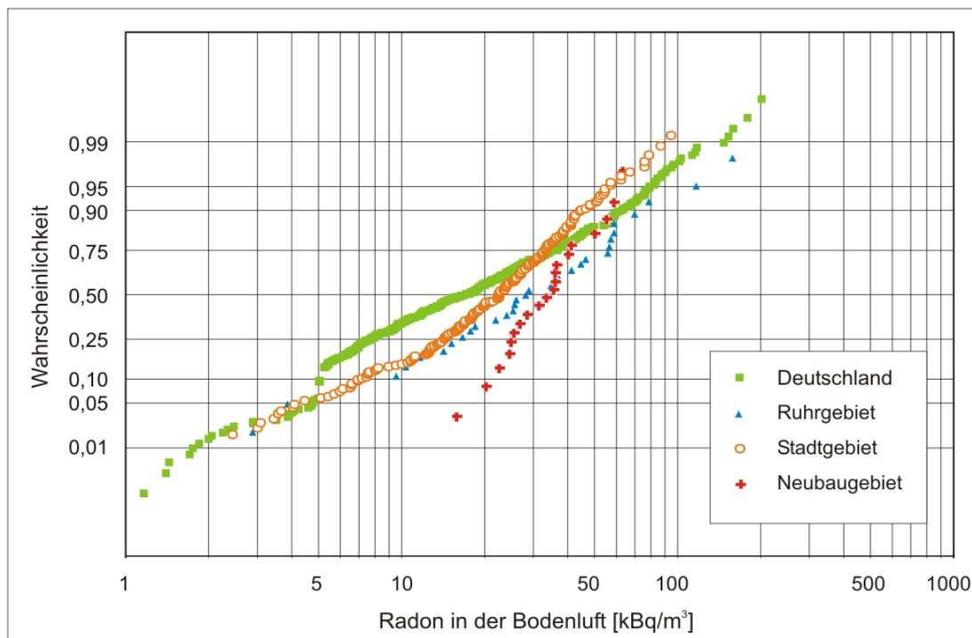


Abb. 33:
Messwertverteilungen über quartären Ablagerungen in jeweils unterschiedlicher Flächenausdehnung

Die Konsequenz für die Beurteilung lokaler oder regionaler Gegebenheiten ist, dass stets mehrere Messungen an unterschiedlichen Orten für eine angemessene Bewertung der Radonbelastung notwendig sind. Diese Strategie hat sich mittlerweile bewährt und kann beispielsweise kommunale Verwaltungen in die Lage versetzen, Aussagen zu einer möglichen Radongefährdung bestehender oder neu zu errichtender Gebäude zu geben.

Die Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Testflächen wurden von Harper (1978), McLaughlin et al. (1982), Schmid & Olschewski (1984), Bouko, Charlet & Quinif (1985), Hesselbom (1985), Bunzl, Ruckerbauer & Winkler (1998) und Winkler, Ruckerbauer & Bunzl (2001) beschrieben, von denen einige neuere Arbeiten nachfolgend eingehender vorgestellt werden.

Bunzl, Ruckerbauer & Winkler (1998) untersuchten über ein Jahr hinweg die saisonale und kleinräumige Variabilität der Radonkonzentration in der Bodenluft auf einem 20 x 20 m großen Testfeld mit neun Messpositionen in der quartären Schotterebene bei München. Die Ergebnisse der wöchentlichen Spotmessungen (Szintillationszähler mit Lucas-Zellen) wurden mittels Zeitreihenanalysen statistisch ausgewertet.

In den Wintermonaten (Januar/Februar) war die Radonkonzentration höher als in den Sommermonaten. Dies wurde auf Frost im oberflächennahen Boden und eine damit stark beeinträchtigte Exhalation zurückgeführt. Die Werte waren generell in 0,5 m Tiefe höher als in 1,0 m Tiefe. Die Verallgemeinerung dieser Beobachtungen ist insofern schwierig, weil in diesem konkreten Fall die spezifische Radiumaktivität in 0,5 m Tiefe höher ist als in 1,0 m Tiefe.

Der räumliche Variationskoeffizient (Standardabweichung in % des Jahresmittels) innerhalb des Messfeldes betrug 20 bis 30 % in 0,5 m Tiefe und 15 bis 20 % in 1,0 m Tiefe. Zur Charakterisierung einer untersuchten Lokalität wären bei einer akzeptierten Abweichung von 20 % vom Jahresmittelwert neun Messungen in 0,5 m Tiefe und vier Messungen in 1,0 m Tiefe erforderlich. Akzeptiert man einen 30 %-igen Fehler, so verringert sich die erforderliche Anzahl auf 4 (0,5 m) bzw. 2 (1,0 m) Messungen. Dies gilt für den Datensatz des untersuchten Jahres.

Zeitreihenanalysen zeigten, dass wiederholte Messungen der Radonkonzentration an einem fixen Messpunkt in definierter Tiefe systematisch mit der vorangegangenen Messung korreliert und nicht voneinander unabhängig sind, auch im vorliegenden Fall einer wöchentlichen Beprobung. Messwerte, die an unterschiedlichen Messpunkten, aber zur selben Zeit und in derselben Tiefe ermittelt wurden, waren ebenfalls hoch positiv miteinander korreliert.

Die Autoren kommen zu dem Resultat, dass die jahreszeitlichen Schwankungen deutlich die räumliche Variabilität übertreffen, so dass eine Erhöhung der Zahl der Probeentnahmepunkte weniger vorteilhaft ist als Wiederholungsmessungen unter veränderten Witterungsbedingungen bzw. zu unterschiedlichen Jahreszeiten. Auch bei mehreren Beprobungen an einem willkürlich ausgewählten Tag des Monats ist die Wahrscheinlichkeit in den Sommermonaten hoch, das Jahresmittel zu unterschätzen, im Januar und Februar dagegen hoch, sie zu überschätzen. Aus dem beobachteten Jahresgang der Radonkonzentration in der

Bodenluft könnten Korrekturfaktoren für bestimmte Monate abgeleitet werden. Eine Verallgemeinerung ist allerdings kaum möglich, da einzelne Jahre sehr unterschiedliche Verläufe von Temperatur und Niederschlag aufweisen! Eine einmalige Messung zu beliebiger Jahreszeit kann demnach zu einer gravierenden Fehleinschätzung der Radonkonzentration führen.

Winkler, Ruckerbauer & Bunzl (2001) erweiterten die oben beschriebenen Untersuchungen von Bunzl, Ruckerbauer & Winkler (1998).

Die Zeitreihe im o.g. Messfeld mit einem gut permeablen Boden in der Münchener Schotterebene wurde auf über 2 Jahre ausgedehnt, ein zweites Testfeld (Pentling bei Regensburg) mit gering permeablem Lehmboden über Kalkstein wurde hinzugenommen. Ferner wurden verschiedene Messverfahren miteinander verglichen (s.u.: Ruckerbauer & Winkler 2001).

Auf dem gut permeablen Schotterboden-Testfeld betrug die durch Messverfahren bedingte Variation 10 bis 20 %, was den jeweiligen Fehlerbereichen der Methoden entspricht. Höhere Radiumaktivitäten von 100 Bq/kg in den oberen 10 cm gegenüber 25 Bq/kg in 2 m Tiefe bedingen eine anormale, der Theorie und den Erfahrungswerten widersprechende Tiefenverteilung der Radonkonzentration.

Der zweijährige Datensatz der Schotterebene ergab räumliche Variationskoeffizienten von 26 % in 0,5 m Tiefe und 13 % in 1,0 m Tiefe bei einem 10 m-Abstand zwischen den Beprobungspunkten und 4 bzw. 2 % bei einem 1 m-Abstand und bestätigte generell die Ergebnisse von Bunzl, Ruckerbauer & Winkler (1998).

Die erweiterte Zeitreihenanalyse der Jahre 1997 und 1998 ergab, dass die saisonale Variation statistisch signifikant über die räumliche Variation dominiert. Im Winter werden generell höhere Werte als im Sommer gemessen, wobei der feuchtere Juli ebenfalls ein Maximum aufweist. Die höchsten Konzentrationen wurden unterhalb von gefrorenem Oberboden gemessen. Vergleicht man die beiden aufeinanderfolgenden Jahre, so zeigt sich für 1997 ein Variationskoeffizient von 55 % in 0,5 m Tiefe und 36 % in 1,0 m Tiefe gegenüber 31 % bzw. 17 % für 1998. Die Autoren weisen erneut darauf hin, dass Jahrgänge der Radonkonzentration in der Bodenluft nur mit großer Vorsicht generalisiert werden können.

Die Resultate der Vergleichsmessungen mit unterschiedlichen Messgeräten - bei identischer Probenahme der Bodenluft - stimmten im Schotterebenen-Testfeld innerhalb des gerätespezifischen Fehlers von 10 bis 25 % überein (Ruckerbauer & Winkler 2001). Im Pentling-Testfeld mit dichtem Boden zeigten die unterschiedlichen Verfahren stark voneinander abweichende Messergebnisse - bis Faktor 2 -, die nicht weiter interpretiert werden.

Ruckerbauer & Winkler (2001) beschreiben den o.g. Methodenvergleich (Szintillationszellen mit aktiver Bodenluftentnahme, Ionisationskammer mit kontinuierlicher Durchflussmessung, Halbleiterdetektor mit kontinuierlicher Durchflussmessung, elektrostatische Abscheidung mit aktiver Bodenluftentnahme, Halbleiterdetektor mit passiver Diffusionskammer, Kernspurdetektoren) detaillierter. Die für die Probenahme bzw. Messung notwendigen Sonden bzw. Bohrlöcher lagen jeweils ca. 1 m auseinander, so dass eine laterale Variation des Bodenaufbaus minimiert wurde (s.o.: Winkler, Ruckerbauer & Bunzl 2001).

Die in den gut permeablen Schottern niedriger Radonaktivität (ca. 10 kBq/m³) durchgeführten Untersuchungen lieferten Ergebnisse, die zwischen 10 und 25 % schwankten und damit innerhalb des Messfehlers der verwendeten Verfahren lagen. Grundsätzlich erwies sich die Probenahme als störanfällig. Undichtigkeiten im System führten dazu, dass nicht Bodenluft, sondern radonarme Atmosphärenluft angesaugt wurde. Auch schienen „hydraulische Kurzschlüsse“ beim gleichzeitigen Betrieb mehrerer Sonden aufzutreten, was sich in einer Abnahme der Radonkonzentration durch die beschriebene Kontamination äußerte. In impermeablen Böden war die Vergleichbarkeit nicht mehr gegeben. Hier traten Unterschiede bis zum Faktor 2 zwischen den verschiedenen Methoden auf. Passive Verfahren lieferten signifikant niedrigere Werte als die über Sonden entnommenen Bodenluftproben. Als Erklärung verweisen sie auf Tanner (1991 a; s. Kap. 5.1).

In einer abschließenden Bewertung propagieren die Autoren die Verwendung kleiner Sonden zur aktiven Bodenluftentnahme als einfachste und preiswerteste und damit geeignetste Kurzzeitmessmethode. Zudem ist die Störung des Bodengefüges und des Bodenluftaushaltes hierbei minimal. Die Ergebnisse sind gut mit denen kontinuierlicher Messungen vergleichbar. Nachteilig ist, dass die Probenahme in sehr undurchlässigen Böden möglicherweise erschwert ist. Das Einrichten von Pegeln, z.B. zum Einbau kontinuierlich messender Geräte, wird als technisch sehr aufwendig bewertet. Nachteilig ist hierbei auch die erhebliche Störung des Bodengefüges. In der Praxis war zudem die vollständige und ausreichende Abdichtung der Pegel nicht unproblematisch.

Die Untersuchungen von Eichhorst (1996, Kemski, Klingel & Siehl 1996 a) zeigten, dass über Sedimentgesteinen die Heterogenität der bodenphysikalischen Parameter einen kleinräumigen Wechsel der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft verursachen kann. Eine Radonkartierung auf ca. 200 m² großen Messfeldern in einem Beprobungsraster von 5 x 5 m in der südwestlichen Eifel über drei unterschiedlichen Substraten - oberer Muschelkalk, mittlerer Keuper und Lias – gibt dafür ein Beispiel (Abb. 34).

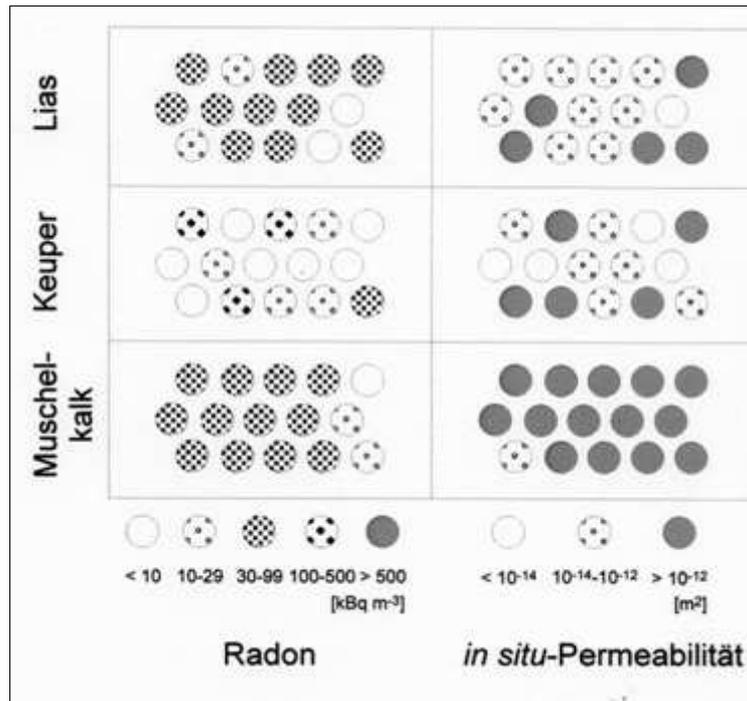


Abb. 34:

Räumliche Variation der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft und der Gasdurchlässigkeit über verschiedenen Substraten in der Bitburg-Trierer Bucht

Vergleichsmessungen mit verschiedenen Bodenluftsonden über Lias, Muschelkalk und Keuper ergaben gute Vergleichbarkeit über relativ homogenen und gut bis durchschnittlich permeablen Substraten (Lias, Muschelkalk), schlechte Vergleichbarkeit dagegen über inhomogenen, z.T. schlecht durchlässigem Keuper.

Die Dolomite, Kalksteine und Mergel des Oberen Muschelkalk zeigen recht gleichmäßige Radon- und Permeabilitätswerte und werden daher im Hinblick auf die Radonverfügbarkeit einheitlich und relativ hoch eingestuft. Selektive Anreicherung der Radonmutternuklide in den Residualtonen der Muschelkalk-Böden und das erhöhte Emanationsvermögen der kavernösen, mit Tonbestegen belegten großen inneren Oberflächen der Karbonatgesteine in Verbindung mit guten Wegsamkeiten dürften die Ursache sein. Raumlufmessungen in Häusern über Muschelkalk bestätigen dessen deutlich erhöhtes Radonpotential.

In den Siltsteinen und tonig-mergeligen Wechselfolgen des mittleren Keuper variieren die Radon- und Permeabilitätswerte bereits in Abständen von 5 m in starkem Maße. Über den homogenen Sandsteinen des Lias sind die Radongehalte dagegen generell gering bei stärker schwankender mittlerer bis hoher Permeabilität.

Die Ergebnisse zeigen, dass sich manche geologischen Einheiten gut durch eine bestimmte Radonkonzentration charakterisieren lassen. In anderen Fällen dagegen bedingen die Heterogenität des geologischen Ausgangssubstrates und der Bodenbildungen beträchtliche kleinräumige Variationen der geogenen Radonverfügbarkeit. Für eine Beurteilung hinsichtlich präventiver Radonschutzmaßnahmen sollte man dann vom ungünstigsten Fall ausgehen. Es kommt hinzu, dass insbesondere in tonigen Substraten nach der Hausgründung der Boden

unter dem Fundament im austrocknet und dadurch entstehende Schrumpfungsrisse die Permeabilität erhöhen können.

Ein sehr anschauliches Beispiel eines kleinräumigen Wechsels der Radonkonzentration in der Bodenluft, auch in Abhängigkeit von der Gasdurchlässigkeit des Bodens, liefern Neznal, Naznal & Smarda (1991). Ein 200 x 500 m messendes Baugrundstück in Prag wurde hinsichtlich der in Tschechien gängigen „*radon risk classification*“ untersucht und bewertet. Ordovizische Sedimentgesteine (sandige Schiefer mit Quarziteinschaltungen, schwarze Tonschiefer mit Siltlagen) sind durch eine Mylonitzone voneinander getrennt. Pleisto- und holozäne Lehme sowie Löss bilden stellenweise die jüngere Bedeckung. In einem Messraster von 10 x 10 m wurde mittels eines Szintillationszählers und Lucas-Zellen in 60 bis 80 cm Tiefe die Radonkonzentration in der Bodenluft gemessen (Abb. 35). Als Bereiche eines hohen Radonpotentials wurden dabei die Mylonitzone (hohe Permeabilität und hohe Radongehalte über 100 kBq/m^3 mit einem Maximalwert von ca. 250 kBq/m^3), stellenweise die Lössbedeckung (geringe Permeabilität im Oberboden, darunter jedoch wegen des Stau-effektes hohe Radongehalte über 100 kBq/m^3) und Bereiche mit quarzitischem Gesteins-schutt (hohe Permeabilität bei durchschnittlichen Radonwerten zwischen 30 und 70 kBq/m^3) ausgewiesen. Deutlich lässt sich bei der kartographischen Klassifizierung der sehr kleinräumige Wechsel unterschiedlicher Aktivitätsbereiche erkennen, die mitunter nur wenige 10 m^2 umfassen.

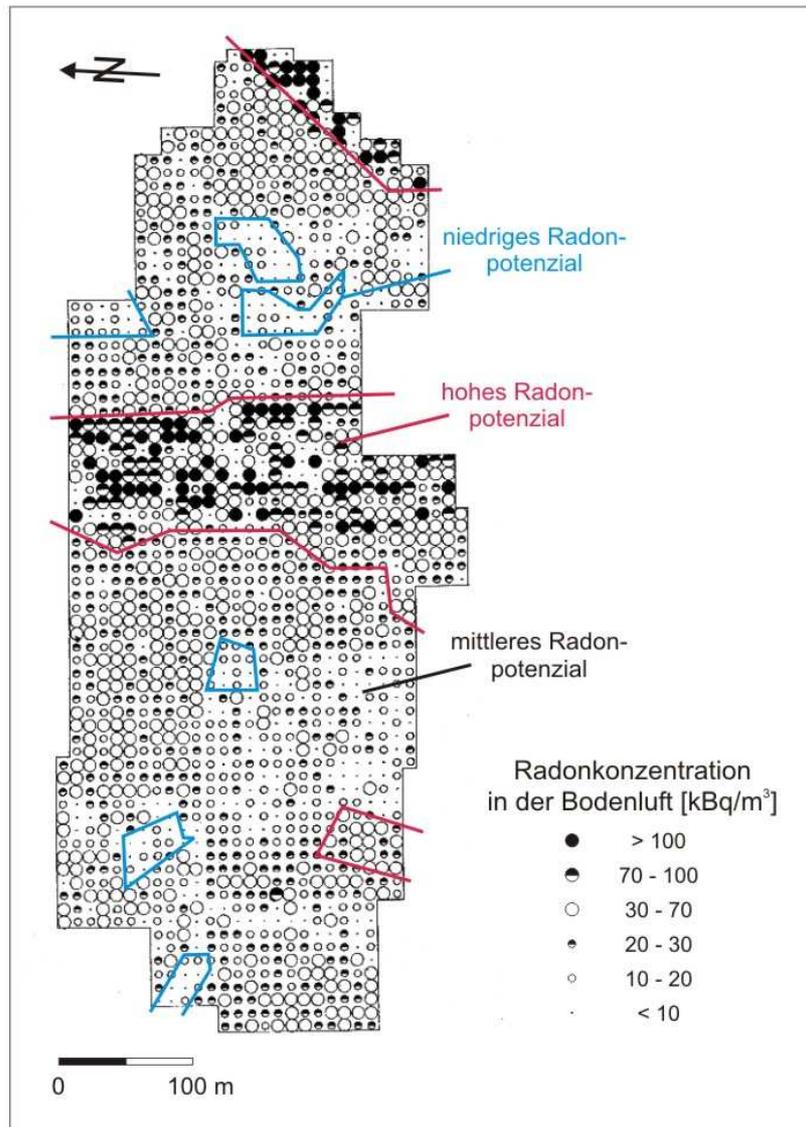


Abb. 35:
Räumliche Variation der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft auf einem Baugrund nahe Prag

Ähnliche Beispiele - ebenfalls aus Tschechien - liefern Havranek & Vesely (1992) aus Teplice in Nord-Böhmen und Neznal, Neznal & Smarda (1992 b) aus Mukarov südlich von Prag.

8. Bewertung und Schlussfolgerungen

Wie geschildert, nehmen viele Faktoren Einfluss auf das Ergebnis und die Bewertung von Radonmessungen in der Bodenluft. Die zeitliche und räumliche Variabilität des Radonsignals am untersuchten Messort spielt hierbei eine wichtige Rolle, aber auch die Art der Messung (Kurzzeitmessung, integrierend, kontinuierlich). Allgemeingültige Aussagen zur Vergleichbarkeit bzw. Repräsentativität von Bodenluftmessungen sind daher nur schwer zu treffen. Hierfür wäre eine „Normierung“ der Anforderungen an Probenahme und Messungen mit einer detaillierten Vorgabe der Randbedingungen (z.B.: Messanleitung) notwendig.

Der in den vorangegangenen Kapiteln beschriebene aktuelle Stand von Wissenschaft und Technik zum Themenkomplex Radon und Radonmessungen in der Bodenluft lässt wie folgt kurz zusammenfassen.

Die Radonkonzentration in der Bodenluft kann durch verschiedene Prozesse und Faktoren beeinflusst werden.

- Emanation:

Die Radonfreisetzung ist stark von Korngröße und Feuchte abhängig, daher ist die Kenntnis der Korngrößenverteilung und des Durchfeuchtungsgrades am Probenahmeort wünschenswert. Es existiert generell keine allgemeingültige Korrelation zwischen der spezifischen Radiumaktivität von Böden, Locker- oder Festgesteinen und der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft. Bei ausreichendem Datenbestand sind mitunter signifikante statistische Zusammenhänge zwischen den genannten Parametern für Gesteinseinheiten, Regionen o.ä. nachzuweisen; eine Ableitung für den einzelnen Messort ist aufgrund der großen Variabilität der Randbedingungen nicht möglich!

- Migration:

In aller Regel nimmt die Radonkonzentration in der Bodenluft mit zunehmender Tiefe zu. Die Tiefe eines konstanten (maximalen) Radonwertes ist von der Bodenart abhängig. Daher können nur in derselben Tiefe ermittelte Radonwerte miteinander verglichen werden. Für eine Normierung der Messwerte auf eine definierte Tiefe ist die Kenntnis der Bodenart am Probenahmeort notwendig, um eine entsprechende Korrektur vornehmen zu können. In 1 m Tiefe ist die maximale Konzentration zumeist nur in gering permeablen Böden bereits erreicht. Wegsamkeiten im Untergrund können die Radonaktivitätskonzentration in der oberflächennahen Bodenluft beeinflussen. Radonträgermedien können hierbei Wasser und/oder andere Bodengase sein.

- Exhalation:

Die Radonexhalation erlaubt aufgrund der zahlreichen auf sie Einfluss nehmenden Faktoren und deren großer Schwankungsbreite in aller Regel keinen Rückschluss auf die Höhe der Radonaktivitätskonzentrationen in der Bodenluft in größerer Tiefe.

- Bodenphysik:

Die Anwesenheit von Mineralen mit erhöhten Radiumaktivitäten kann zu einer Erhöhung der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft führen. Gleiches gilt für organi-

sche Bodenbestandteile mit großen adsorptiven Oberflächen, an denen Radonmutternuklide selektiv angereichert werden können. Auch ein hoher Feinkornanteil im Boden kann zu einem Anstieg der Radonkonzentration führen. Die Zunahme der Emanation kann hierbei zusätzlich eine Rolle spielen. Mit Hilfe bestimmter bodenphysikalischer Parameter kann eine Berechnung der (diffusiv bedingten) Radonkonzentration in der Bodenluft erfolgen. Diese Parameter müssen jedoch mit erheblichem Aufwand ermittelt werden. Die wesentlich einfachere Bestimmung der Gasdurchlässigkeit des Bodens erlaubt eine Abschätzung der Radonbewegung im oberflächennahen Bereich.

- Strukturelle Komponente:
Wegsamkeiten im Untergrund können zu einer deutlichen Erhöhung der Radonaktivitätskonzentration in der oberflächennahen Bodenluft und damit einer strukturell bedingten Radonanomalie führen. Diese kann sich in kleinräumig stark variierenden Radonwerten ausprägen. In diesen Fällen ist die lokale geologische Situation sorgfältig zu prüfen.
- Geomorphologie:
Im Gelände mit deutlichem Relief zeigt die Radonkonzentration eine Abhängigkeit von der geomorphologischen Position des Messortes. Die Messwerte sind entsprechend ihrer Hanglage zu betrachten und ggf. nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar. Insbesondere bei Gefährdungsabschätzungen ist dies zu berücksichtigen.
- Meteorologie:
Meteorologische Faktoren haben einen Einfluss auf die Radonkonzentration in der oberflächennahen Bodenluft. Art, Stärke und zeitlicher Gang der Abhängigkeit hängen aber in großem Maße von den lokalen Gegebenheiten (Witterung, Bodenaufbau, Hanglage) ab. Daher kann diese Einwirkung unterschiedlich tief reichen und unterschiedlich lange andauern. Eine allgemeingültige Regel existiert nicht, in der Literatur werden oftmals widersprüchliche Effekte beschrieben. Der Einfluss meteorologischer Faktoren nimmt mit zunehmender Tiefe ab. In einer Tiefe von 1 m, die aus praktischen Gründen oftmals für Probenahme der Bodenluft gewählt wird, ist ein Einfluss nicht vollständig auszuschließen. In Böden mit durchschnittlicher Gasdurchlässigkeit ist er jedoch vernachlässigbar.
- In aller Regel steigt die Radonkonzentration mit zunehmender Tiefe an. Der Konzentrationsgradient ist abhängig von der Bodenart. In gut permeablen Böden wird ein konstanter Wert erst in Tiefen von einigen Metern erreicht. In weniger gut durchlässigen Böden (z.B. in lehmig-sandigen Substraten) ist eine gleichbleibende Konzentration bereits in 1 bis 2 m Tiefe erreicht.
- Die Radonkonzentration in der Bodenluft unterliegt einem täglichen und saisonalen Gang. Dieser ist oftmals mit der Veränderung bodenphysikalischer und/oder meteorologischer Parameter gekoppelt. Daher gelten Beobachtungen zunächst für spezifische Randbedingungen (Lokalität, Witterung) und sind nicht ohne weiteres zu verallgemeinern.
- Die räumliche (laterale) Variabilität spielt zumeist die größte Rolle und kann den Einfluss einer zeitlichen Änderung bei weitem übersteigen. Kleinräumige Unterschiede in

Geochemie, oder Bodenausbildung und -physik sowie Einflüsse von Tektonik und Geomorphologie können zu erheblichen Schwankungen der Radonkonzentration in der Bodenluft führen. Eine Quantifizierung ist wegen der großen Spannweite der genannten möglichen Einflussfaktoren meist nur mit erheblicher Unsicherheit möglich.

- Probenahme- und Messverfahren beeinflussen ebenfalls den Messwert der Radonkonzentration in der Bodenluft. Die Zielstellung der Untersuchung bestimmt die Wahl des Probenahme- und Messverfahrens. Dabei müssen Vor- und Nachteile des jeweiligen Verfahrens gegeneinander abgewogen werden.
Durch diese Wahl wird Einfluss auf das Messergebnis genommen und die gemessene Höhe der Radonaktivitätskonzentration in der Bodenluft kann systematisch bedingt variieren. Kurzzeit- und kontinuierliche oder integrierende Messungen liefern aufgrund ihrer Spezifika Resultate mit unterschiedlicher Aussagekraft.
Eine einheitliche Fehlerbetrachtung muss erarbeitet werden, weil die Definition des Fehlers einer Radonmessung u.a. von der Fragestellung abhängen kann (z.B.: zeitliche und/oder laterale Variation).
Die Erstellung verbindlicher Messvorschriften o.ä. wäre wünschenswert, um eine Vergleichbarkeit von Messungen zu ermöglichen. Konkrete Anleitungen für die Probenahme und/oder die Radonmessung in der Bodenluft existieren in Deutschland zur Zeit nicht.

Die Ausführungen zu Probenahme- und Messverfahren können wie folgt zusammengefasst werden:

- Es existieren zahlreiche Probenahme- und Messverfahren zur Ermittlung der Radonkonzentration in der Bodenluft. Diese sind in unterschiedlichem Maße dafür geeignet und unterscheiden sich in Aufwand und Praktikabilität.
- Die Fragestellung der Untersuchung bestimmt in der Regel die Wahl der Methode.
- Messvergleiche verschiedener Methoden zeigen, dass eine unmittelbare Vergleichbarkeit von Bodenluftmesswerten, die mit unterschiedlichen Verfahren ermittelt wurden, nicht möglich ist. Es treten systematische Abweichungen auf. Hierbei stellt die Probenahme mit der Gewährleistung einheitlicher und definierter Randbedingungen das entscheidende Problem dar. Die Radonmessung selbst mit kalibrierten Messgeräten liefert in aller Regel nur den messtechnischen Anteil des Fehlers.
- Eine Standardisierung der jeweils unterschiedlichen Verfahren, beispielsweise in Form von Messvorschriften, ist bislang noch nicht erfolgt.
- Eine Standardisierung wäre am einfachsten bei Kurzzeitmessverfahren zu erreichen, weil vergleichbare Messungen bereits auf anderen Gebieten der Umweltwissenschaften routinemäßig angewandt werden. Dort liegen entsprechende Regelwerke bereits vor und müssten für die konkrete Fragestellung angepasst werden. Es liegen ausreichende Kenntnisse vor, um entsprechende Übertragungen der Anforderungen an die Rahmenbedingungen solcher Messungen (z.B.: Messtiefe, (Mindest)Anzahl der Messungen pro Flächeneinheit, Art und Geometrie der Probenahmesonde, Abdichtung ge-

genüber Atmosphäre, Vorpumpen o.ä. zur Herstellung einheitlicher Bedingungen vor der eigentlichen Probenahme) verbindlich zu formulieren.

- Grundsätzlich muss die zeitliche und/oder laterale Variation der Radonkonzentration in der Bodenluft bewertet bzw. berücksichtigt werden. Hierzu liegen zahlreiche, wenn auch z.T. widersprüchliche und nicht zu verallgemeinernde Untersuchungen vor. Allgemeingültige „Korrekturfaktoren“ für bestimmte Bodenverhältnisse, Morphologien, Witterungsbedingungen o.ä. können daher nicht erarbeitet werden.
- Die laterale Variabilität lässt sich abschätzen, wenn durch eine ausreichende Anzahl von Feldmessungen die charakteristische „Radonsignatur“ einer Fläche ermittelt wurde. Die Zahl der notwendigen Messungen muss in Relation zur betrachteten Fläche und den dort vorliegenden geologisch-bodenkundlichen Verhältnissen stehen. In Abhängigkeit von der Komplexität der Verhältnisse kann die geforderte Messpunktanzahl mehr oder weniger deutlich variieren.
- Die zeitliche Variabilität kann mittels Zeitreihen abgeschätzt werden.

Abschließend sollen an dieser Stelle die wichtigsten Ergebnisse des Forschungsvorhabens (Kemski et al. 2011) zu den beiden letztgenannten Punkten (laterale und/oder zeitliche Variabilität der Radonkonzentration in der Bodenluft) sowie zu methodischen Vergleichen kurz zusammengefasst werden.

Danach kann ein saisonaler Gang der Radonkonzentration in der Bodenluft nicht immer und überall beobachtet werden. Unterschiede treten, wenn vorhanden, zwischen der Sommer- und Winterperiode auf. Innerhalb der beiden Perioden sind die Werte annähernd konstant. Im Falle einer zeitlichen Variation der Radonkonzentration in der Bodenluft, beträgt der Quotient Winter/Sommer etwa 1,1 bis 1,6 (Kurzzeitmessungen) bzw. 0,4 bis 0,9 (integrierende Messungen). Geologische und bodenkundliche Verhältnisse sowie meteorologische und bodenphysikalische Parameter haben einen Einfluss auf die Höhe der Radonkonzentration in der Bodenluft, der unterschiedlich stark sein kann. Da die genannten Faktoren lokal und zeitlich schwanken, können keine allgemeingültigen Aussagen getroffen werden. Für bestimmte Szenarien und Messverfahren können wahrscheinliche Trends benannt werden. Die kleinräumliche Variation der Radonkonzentration in der Bodenluft ist deutlich größer als die zeitliche Variation.

Ein Jahresmittelwert der Radonkonzentration in der Bodenluft kann aus diesen Gründen mit entsprechendem Messaufwand und bei ausreichend langer Messzeit nur situationsabhängig (z.B. für spezifische Geologie, Witterung u.ä.) und mit lokaler „Gültigkeit“ definiert werden. Somit müssen Zweck und Aussagekraft solcher Angaben grundsätzlich und kritisch hinterfragt werden. Es ist zu klären, bei welchen Fragestellungen und mit welchem Zeitaufwand ein Langzeitmittelwert sinnvoll ermittelt werden kann und wann er nur fiktiv ist bzw. zu Fehlinterpretationen führen kann. Bislang wurden Bodenluftmessungen zur Charakterisierung von Gesteinseinheiten oder definierten Flächen wie Gemeinden oder Baugrundstücken eingesetzt. Speziell bei letzterem stand eine Bewertung hinsichtlich eines präventiven Radon-

schutzes bei Neubauten im Vordergrund. Hier ist es sicherlich sinnvoll, *worst case*-Annahmen zugrunde zu legen, um bei einer Bewertung auf der sicheren Seite zu sein. Ein Langzeitmittelwert und damit nach dem oben geschilderten Verständnis ein Durchschnittswert würde in diesem Fall zur Unterschätzung einer potenziellen Gefährdung führen.

Zur Bewertung unterschiedlicher Messverfahren lassen sich folgende Aussagen treffen: Identische Probenahme- und Messverfahren liefern bei Einhaltung definierter Randbedingungen konsistente und reproduzierbare Messwerte. Eine systematische Vergleichbarkeit von Ergebnissen, die mit verschiedenen Verfahren ermittelt wurden, ist zur Zeit noch nicht möglich. Das in Deutschland etablierte und standardisierte Kurzzeitmessverfahren liefert konsistente und reproduzierbare Werte. Für integrierende Bodenluftmessungen mit Kernspurdetektoren existiert noch kein Standardverfahren. Tendenziell führen Messungen mit Kernspurdetektoren zu niedrigen Radonkonzentrationen als Kurzzeitmessungen, bei denen aktiv Bodenluft abgesaugt wird.

Eine Feldmessung der Bodenluft mit einem standardisierten aktiven Probenahme- und Kurzzeitmessverfahren unter definierten Randbedingungen ist die beste und auch einfachste Möglichkeit zur repräsentativen Erhebung der Radonaktivitätskonzentration. Die zeitgleiche Bestimmung der Gasdurchlässigkeit des Bodens kann bei Flächenbewertungen und Baugrundbegutachtungen sinnvoll sein, weil sie Aussagen über eine potenzielle Gasmigration im oberflächennahen Boden erlaubt. Die (zeitgleiche) Messung anderer meteorologischer und/oder bodenphysikalischer Parameter ist lediglich für wissenschaftliche Fragestellungen hilfreich, für eine praxisbezogene Radonmessung in der Bodenluft und deren Interpretation ist sie nicht notwendig.

9. Literatur

- Aeckerlein, G. (1937): Die Erforschung des Erdinneren durch Emanationsmessungen.- Phys. Z., 38, 10: 362-370
- Aeckerlein, G.; Vogt, W. (1963): Einblick in die Tektonik durch Radioaktivitätsmessungen bei Bohrungen.- Geophys. Geol., 5: 3-13
- Ajayi, T.R.; Adepelumi, A.A. (2002): Reconnaissance soil-gas radon survey over the faulted crystalline area of Ile-Ife, Nigeria.- Environm. Geol., 41: 608-613
- Åkerblom, G.V. (1994): Ground radon – Monitoring procedures in Sweden.- Geoscientist, 4, 4: 21-27
- Åkerblom, G.V.; Andersson, P.; Clavensjö, B. (1984): Soil gas radon - A source for indoor radon daughters.- Rad. Prot. Dosim., 7, 1-4: 49-54
- Åkerblom, G.V.; Wilson, C. (1981): Radon gas - A radiation hazard from radioactive bedrock and building materials.- Bull. Int. Ass. Eng. Geol., 23: 51-61
- AKURA (Arbeitskreis Uranbergbau und radioaktive Altlasten)-Loseblattsammlung (2000): Übersicht über die Messung von Radon und Radonzerfallsprodukten.-
- Al-Hilal, M.; Al-Ali, A. (2010): The role of soil gas radon survey in exploring unknown sub-surface faults at Afamia B dam, Syria.- Rad. Meas. 45: 219-224
- Allegri, L.; Bella, F.; Della Monica, G.; Ermini, A.; Improta, S.; Sgrigna, V.; Biagi, P.F. (1983): Radon and tilt anomalies detected before the Irpina (south Italy) earthquake of November 23, 1980, at great distances from the epicenter.- Geophys. Res. Lett., 10, 4: 269-272, Washington, D.C.
- Al-Shereidei, S.A.; Bataina, B.A.; Ershaidat, N.M. (2006): Seasonal variations and depth dependence of soil radon concentration levels in different geological formations in Deir Abu-Said District, Irbid - Jordan.- Rad. Meas., 41: 703-707
- Al-Taj, M.; Al-Bataina, B.; Atallah, M. (2004): Evaluation of geodynamic activity of the Dead Sea transform fault by radon gas concentrations.- Environm. Geol., 46: 574-582
- Al-Tamimi, M.H.; Abumurad, K.M. (2001): Radon anomalies along faults in North of Jordan.- Rad. Meas., 34: 397-400
- Ambronn, R. (1922): Die Anwendung physikalischer Aufschlußmethoden im Berg-, Tief- und Wasserbau.- Jb. d. Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldt. Bodenschätze u. ihre Verwertung, 3, Lief. 2: 21-49
- Ambronn, R. (1926): Methoden der angewandten Geophysik.- 258 S., Verlag Theodor Steinkopff
- Ammann, M.; Schenker, F. (1989): Nachweis von tektonischen Störungen in 2 Bodengasprofilen in der Nordschweiz (bei Rheinfeld AG).- Nagra Techn. Ber. 89-25, 47 S.
- Amponsah, P.; Banoeng-Yakubo, B.; Andam, A.; Asiedu, D. (2008): Soil radon concentration along fault systems in parts of south eastern Ghana.- J. African Earth Sci., 51: 39-48

- Anjos, R.M.; Umisedo, N.; da Silva, A.A.R.; Estellita, L.; Rizzotto, M.; Yoshimura, E.M.; Velasco, H.; Santos, A.M.A. (2010): Occupational exposure to radon and natural gamma radiation in the La Carolina, a former gold mine in San Luis Province, Argentina.- *J. Environm. Radioact.*, 101: 153-158
- Appleton, J.D.; Miles, J.C.H.; Young, M. (2011): Comparison of Northern Ireland radon maps based on indoor radon measurements and geology with maps derived by predictive modelling of airborne radiometric and ground permeability data.- *Sci. Total Environm.*, 409: 1572-1583
- Asher-Bolinder, S.; Owen, D.E.; Schumann, R.R. (1991): A preliminary evaluation of environmental factors influencing day-to-day and seasonal soil-gas radon concentrations.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): *Field studies of radon in rocks, soils, and water.*- *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1971: 23-32
- Aubert, M.; Baubron, J.-C. (1988): Identification of a thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35: 217-225
- Austin, S.R. (1975): A laboratory study of radon emanation from domestic uranium ores.- in: IAEA (Hrsg.): *Radon in uranium mining.*- 151-163
- Ball, T.K.; Cameron, D.G.; Colman, T.B.; Roberts, P.D. (1991): Behaviour of radon in the geological environment: a review.- *Quarterly J. Engng. Geol.*, 24: 169-182
- Ball, T.K.; Clarke, M.C.G. (1992): Gas geochemistry in exploration for geothermal energy resources.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.*- *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 32: 191-204
- Ball, T.K.; Nicholson, R.A.; Peachey, D. (1983): Effects of meteorological variables on certain soil gases used to detect buried ore deposits.- *Inst. Min. Metall., Trans. Sect. B*, 92: B183-B190
- Barnet, I. (1991): Radon risk mapping of the Czech republic - Results.- in: Barnet, I. (Hrsg.): *Radon investigations in Czechoslovakia, II.*- 13-19, *Geol. Surv.*
- Barnet, I. (2004): Regional transfer factor in Central Bohemia (Czech Republic).- in: Barnet, I.; Neznal, M.; Pacherova, P. (Hrsg.): *Radon investigations in Czechoslovakia, X.*- 5-11, *Geol. Surv.*
- Barnet, I., Fojtikova, I. (2008): Soil gas radon, indoor radon and gamma dose rate in CZ: contribution to geostatistical methods for European atlas of natural radiations.- *Rad. Prot. Dosim.*, 130, 1: 81-84
- Barnet, I., Miksova, J., Fojtikova, I. (2005): Indoor-soil gas relationship in the Central Bohemian Plutonic Complex.- *Ann. Geophys.*, 48, 1: 93-99
- Barnet, I., Miksova, J., Karenova, J. (2001): Geological background for radon risk mapping on a scale 1 : 50 000 in the Czech Republic.- in: *Proc. Third Eurosymposium on Protection against radon, Liege 2001.*- 161-164

- Barnet, I., Miksova, J., Procházka, J. (1998): Radon database and radon risk map 1 : 500 000 of the Czech Republic.- in: Barnet, I.; Neznal, M. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, VII and the fourth international workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.- 1-5, Geol. Surv.
- Barnet, I.; Anton, J.; Hulka, J. (1991): The indoor - soil radon relationship in Eastern Bohemia.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, II.- 26-28, Geol. Surv.
- Barnet, I.; Miksová, J.; Fojtíková, I. (2005): Indoor – soil gas radon relationship in the Central Bohemian Plutonic Complex.- Ann. Geophys., 48, 1: 93-99
- Barnet, I.; Pacherova, P., Neznal, M., Neznal, M. (2008): Radon in geological environment – Czech experience.- Czech Geol. Surv. Spec. Pa., 19, 70 S.
- Barnet, I.; Procházka, J. (1992): The tectonic control of high Rn-222 in durbachites near Milevsko (Central Bohemia, CSFR).- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, III.- 13-19, Geol. Surv.
- Barretto, P.M.C. (1975): Radon-222 emanation characteristics of rocks and minerals.- in: IAEA (Hrsg.): Radon in uranium mining.- 129-150
- Barretto, P.M.C.; Clark, B.R.; Adams, J.A.S (1972): Physical characteristics of radon-222 from rocks, soils and minerals: its relation to temperature and alpha dose.- in: Adams, J.A.S.; Lowder, W.M.; Gesell, T.F. (Hrsg.): The natural radiation environment, II.- 731-740, Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Commerce Rep. CONF-720805
- Baubron, J.-C.; Allard, P.; Sabroux, J.-C.; Tedesco, D.; Toutain, J.-P. (1991): Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions.- J. Geol. Soc., 148: 571-576
- Baykara, O.; Inceöz, M.; Dođru, M.; Aksoy, E.; Kùlahcı, F. (2009): Soil radon monitoring and anomalies in East Anatolian Fault System (Turkey).- J. Radioanal. Nucl. Chem., 279, 1: 159-164
- Baykara, O.; Inceöz, M.; Kùlahcı, F.; Dođru, M.; Aksoy, E. (2008): Assessment of ²²²Rn concentration and terrestrial gamma-radiation dose rates in the seismically active area.- J. Radioanal. Nucl. Chem., 278, 1: 59-63
- Beck, L.S.; Gingrich, J.E. (1976): Track etch orientation survey in the Cluff Lake area, Northern Saskatchewan.- Can. Inst. Min. Metall. Bull., 69, 769: 104-109
- Behounek, F. (1927): Über die Verhältnisse der Radioaktivität im Uranpfecherzbergbaurevier von St. Joachimstal in Böhmen. Radioaktivität von Quellen, Boden- und Grubenluft und der Atmosphäre.- Phys. Z., 28, 9: 333-342
- Bender, H. (1934): Über den Gehalt der Bodenluft an Radiumemanation.- Gerl. Beitr. Geophys., 41: 401-415
- BfUL Sachsen (Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft, 2010): Neuberechnung der Karte der Radonkonzentration in der Bodenluft für das Territorium des Freistaates Sachsen.- unveröffentl. Ber., 39 S.
- BfUL Sachsen (Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft, 2010): 1. Messvergleich für Radon in der Bodenluft.- unveröffentl. Ber., 20 S.

- Birchard, G.F.; Libby, W.F. (1980): Soil radon concentrations changes preceding and following four magnitude 4.2-4.7 earthquake on the San Jacinto Fault of Southern California.- *J. Geophys. Res.*, 85, B 6: 3100-3106
- Bouko, P.; Charlet, J.-M.; Quinif, Y. (1985): Development of a program for radon measure in seismic active zone, the case of Mons Basin (Belgium).- in: Melchior, P. (Hrsg.): *Seismic activity in Western Europe.*- 157-174, Reidel Verlag
- Bowie, S.H.U.; Ball, T.K.; Ostle, D. (1971): Geochemical methods in the detection of hidden uranium deposits.- in: Boyle, R.W.; McGerrigle, J.I. (Hrsg.): *Geochemical exploration.*- *Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol. 11:* 103-111
- Breitner, D.; Turtiainen, T.; Arvela, H.; Vesterbacka, P.; Johanson, B.; Lehtonen, M.; Hellmuth, K.-H.; Szabó, C. (2008): Multidisciplinary analysis of Finnish esker sediment in radon source identification.- *Sci. Total Environm.*, 405: 129-139
- Brookins, D.G. (1988): The indoor radon problem: studies in the Albuquerque, New Mexico area.- *Environm. Geol. Water Sci.*, 12, 3: 187-196
- Brookins, D.G. (1991): Correlation of soil radon and uranium with indoor radon in the Albuquerque, New Mexico area.- *Environm. Geol. Water Sci.*, 17, 3: 209-217
- Brown, C.E.; Mose, D.G.; Mushrush, G.W.; Chrosniak, C.E. (1992): Statistical analysis of the radon-222 potential of rocks in Virginia, USA.- *Environm. Geol. Water Sci.*, 19, 3: 193-203
- Buchli, R.; Burkart, W. (1985): Main sources of indoor radon in the Swiss Central Alps.- *Sci. Total Environm.*, 45: 425-432
- Buchli, R.; Burkart, W. (1989): Influence of subsoil geology and construction technique on indoor air ^{222}Rn levels in 80 houses of the central Swiss Alps.- *Health Phys.*, 56, 2: 423-429
- Bunzl, K.; Ruckerbauer, F.; Winkler, R. (1998): Temporal and small-scale spatial variability of ^{222}Rn gas in a soil with a high gravel content.- *Sci. Total Environm.*, 220: 157-166
- Burkart, W.; Brunner, H.H.; Buchli, R.; Wernli, C. (1985): Radonpegel in der Innenluft von Wohnräumen in der Schweiz: Einfluss von Geologie, Klima und Energiesparmaßnahmen.- in: Henning, K. (Hrsg.): *Strahlenexposition der Bevölkerung.*- *Fachverband für Strahlenschutz, FS-85-37-T:* 201-214
- Caneer, W.T.; Saum, N.M. (1974): Radon emanometry in uranium exploration.- *Min. Eng.*, 26, 5: 26-29
- Card, J.W.; Bell, K.; Denham, G.M.; Shah, .R. (1985): Radon decay product measurements in radiometric uranium exploration: implications for petroleum exploration.- *Oil and Gas J.*, 83: 114-118
- Castren, O.; Voutilainen, A.; Winqvist, K.; Mäkeläinen, I. (1985): Studies of high indoor radon areas in Finland.- *Sci. Total Environm.*, 45: 311-318
- Charlet, J.-M.; Doremus, P.; Quinif, Y.; Losfeld, A.; Garcia, F. (1990): Realisation et exploitation d'une campagne des mesures des emanations radon dans le Bassin de Mons, essai

- d'application a la prevision des risques sismiques.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 112, 2: 381-392
- Chen, J. (2009): A preliminary design of a radon potential map for Canada: a multi-tier approach.- Environm. Earth Sci., 59: 775-782
- Chen, J.; Falcomer, R.; Bergman, L.; Wierdsma, J.; Ly, J. (2009): Correlation of soil radon and permeability with indoor radon potential in Ottawa.- Rad. Prot. Dosim., 136, 1: 56-60
- Chen, J.; Falcomer, R.; Ly, J.; Wierdsma, J.; Bergman, L. (2008 a): Long-term monitoring of soil gas radon and permeability at two reference sites.- Rad. Prot. Dosim., 131, 4: 503-508
- Chen, J.; Ly, J.; Bergman, L.; Wierdsma, J.; Klassen, R.A. (2008 b): Variation of soil radon concentration in Southern Ontario.- Rad. Prot. Dosim., 131, 3: 385-389
- Choubey, V.M.; Bist, K.S.; Saini, N.K.; Ramola, R.C. (1999): Relation between soil-gas radon variation and different lithotectonic units, Garhwal Himalaya, India.- Appl. Rad. Isot., 51: 587-592
- Choubey, V.M.; Mukherjee, P.K.; Bajwa, B.S.; Walia, V. (2007): Geological and tectonic influence on water-soil-radon relationship in Mandi-Manali area, Himachal Himalaya.- Environm. Geol., 52:1163-1171
- Choubey, V.M.; Sharma, K.K.; Ramola, R.C. (1997): Geology of radon occurrence around Jari in Parvati valley, Himachal Pradesh, India.- J. Environm. Radioact., 34, 2: 139-147
- Chung, Y. (1981): Radium-226 and radon-222 in southern California ground waters: spatial variations and correlations.- Geophys. Res. Lett., 8, 5: 457-468
- Chung, Y. (1985): Radon variations at Arrowhead and Murrieta Springs: continous and discrete measurements.- PA Geophys., 122: 294-308
- Ciezkowski, W.; Solecki, A.T. (1992): Radon cartography as a tool of research examples from the Sudety Mts. area (SW Poland).- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 32: 133-139
- Cigolini, C.; Laiolo, M.; Coppola, D. (2007): Earthquake–volcano interactions detected from radon degassing at Stromboli (Italy).- Earth Planet. Sci. Lett., 257: 511-525
- Clamp, G.E.; Pritchard, J. (1998): Investigation of fault position and sources of radon by measurement of ²³⁸U decay series radionuclide activity in soil samples.- Env. Geochem. Health, 20:39-44
- Clavensjö, B.; Åkerblom, G.V. (1994): The radon book.- 129 S.
- Clements, W.E.; Wilkening, M.H. (1974): Atmospheric pressure effects on ²²²Rn transport across the earth-air interface.- J. Geophys. Res., 79, 33: 5025-5029
- Cosma, C.; Papp, B.; Moldovan, M.; Cosma, V.; Cindea, C.; Suciuc, L.; Apostu, A. (2010): Measurement of radon potential from soil using a special method of sampling.- Acta Geophysica, 58, 5: 947-956

- Cox, M.E.; Cuff, K.E.; Thomas, D.M. (1980): Variations of ground radon concentrations with activity of Kilauea volcano, Hawaii.- *Nature*, 288, 5786: 74-76
- Crameri, R.; Furrer, D.; Burkart, W. (1988): Indoor radon concentrations in the southeastern alpine area of Switzerland.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 237-240
- Crenshaw, W.B.; Williams, S.N.; Stoiber, R.E. (1982): Fault location by radon and mercury detection at an active volcano in Nicaragua.- *Nature*, 300, 5890: 345-346
- Crockett, R.G.M.; Gillmore, G.K.; Phillips, P.S.; Denman, A.R.; Groves-Kirkby, C.J. (2006): Radon anomalies preceding earthquakes which occurred in the UK, in summer and autumn 2002.- *Sci. Total Environm.*, 364: 138-148
- Czarwinski, R.; Lehmann, R. (1991): Die Strahlenexposition durch Radon und Radon-Folgeprodukte in Gebäuden der Bergbauggebiete in Sachsen und Thüringen und eine Analyse der Ursachen.- in: Jacobs, H.; Bonka, H. (Hrsg): *Strahlenschutz für Mensch und Umwelt.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-55-T: 313-323, Verlag TÜV Rheinland*
- Damkjær, A.; Korsbech, U. (1985): Measurement of the emanation of radon-222 from Danish soils.- *Sci. Total Environm.*, 45: 343-350,
- Damkjær, A.; Korsbech, U. (1988): A search for correlation between local geology and indoor radon concentration.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 51-54
- Del Pezzo, E.; Gasparini, P.; Mantovani, M.S.M.; Martini, M.; Capaldi, G.; Gomes, Y.T.; Pece, R. (1981): A case of correlation between Rn anomalies and seismic activity on a volcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea).- *Geophys. Res. Lett.*, 8, 9: 962-965
- Denman, A.R.; Crockett, R.G.M.; Groves-Kirkby, C.J.; Phillips, P.S.; Gillmore, G.K.; Woolridge, A.C. (2007): The value of seasonal correction factors in assessing the health risk from domestic radon - A case study in Northamptonshire, UK.- *Environm. Int.*, 33: 34-44
- DIBt (Deutsches Institut für Bautechnik, 2009): Erarbeitung von Bewertungskriterien zur Identifizierung von Baustoffgruppen mit erhöhter Radioaktivität und Radonexhalation.- Abschlussber. Zum gleichnamigen Forschungsvorhaben, 54 S.
- DIN 25 706-1 (1994): Passive Radonmessungen. Teil 1: Kernspurmeßverfahren.
- DIN 25 706-1 (1994): Passive Radonmessungen. Teil 2: Aktivkohlemeßverfahren.
- Dörr, H. (1984): Investigation of the gas and water balance in the unsaturated soil zone with CO₂ and ²²²Rn measurements.- *Diss.*, 91 S.
- Dörr, H.; Münnich, K.O. (1990): ²²²Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany. Soil ²²²Rn as a tracer for gas transport in the unsaturated soil zone.- *Tellus*, 42 B: 20-28
- Doyle, P.J.; Grasty, R.L.; Charbonneau, B.W. (1990): Predicting geographic variations in indoor radon using airborne gamma-ray spectrometry.- *Current Research, Part A, Geol. Surv. Can.*, 90-1A: 27-32
- Dueñas, C.; Fernandez, M.C.; Carretero, J. (1992): Measurements of the ²²²Rn flux and the ²²²Rn activity concentration profiles in some soils.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet,

- J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 32: 263-267
- Durrance, E.M.; Heath, M.J. (1985): Thermal groundwater movement and radionuclide transport in SW England.- Mineral. Mag., 49: 289-299
- Duval, J.S. (1991): Use of aerial gamma-ray data to estimate relative amounts of radon in soil gas.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): Field studies of radon in rocks, soils, and water.- U.S. Geol. Surv. Bull., 1971: 155-162
- Duval, J.S.; Otton, J.K. (1990): Radium distribution and indoor radon in the Pacific Northwest.- Geophys. Res. Lett., 17, 6: 801-804
- Dyck, W. (1969 a): Field and laboratory methods used by the geological survey of Canada in geochemical surveys, No. 10: Radon determination apparatus for geochemical prospecting for uranium.- Geol. Surv. Can., 68-21, 30 S.
- Dyck, W. (1969 b): Development of uranium exploration methods using radon.- Geol. Surv. Can., 69-46, 26 S.
- Dyck, W. (1969 c): Uranium exploration using radon in soils.- Can. Min. J., 90: 45-49.
- Dyck, W. (1975): Geochemistry applied to uranium exploration.- Geol. Surv. Can., 75-26: 33-47
- Dyck, W.; Dass, A.S.; Durham, C.C.; Hobbs, J.D.; Pelchat, J.C.; Galbraith, J.H. (1971): Comparison of regional geochemical uranium exploration methods in the Beaverlodge Area, Saskatchewan.- in: Boyle, R.W.; McGerrigle, J.I. (Hrsg.): Geochemical exploration.- Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol. 11: 132-150
- Dyck, W.; Jonasson, I.; Liard, R.F. (1976): Uranium prospecting in frozen terrain.- J. Geochem. Explor., 5: 115-127
- Eaton, R.S.; Scott, A.G. (1984): Understanding radon transport into houses.- Rad. Prot. Dosim., 7, 1-4: 251-253
- EC (European Commission; 2010): Draft Euratom Basic Safety Standards Directive, Version 24 February 2010 (final).- European Commission-Homepage http://ec.europa.eu/energy/nuclear/radiation_protection/doc/art31/2010_02_24_draft_euratom_basic_safety_standards_directive.pdf (zuletzt besucht: 28.6.2010)
- Eichhorst, F. (1996): Vergleich von Feldmeßverfahren zur Bestimmung des geogenen Radon-Potentials unter Verwendung unterschiedlicher Bodenluftsonden.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 37 S.
- Ennemoser, O.; Giacomuzzia, S.M.G.; Brunner, P.; Schneider, P.; Stingl, V.; Purtscheller, F.; Ambach, W. (1995): Radon measurements in soil to predict indoor radon concentrations in new buildings in an area with unusually high radon levels.- Science Total Environm., 162: 209-213
- Erees, F.S.; Aytas, S.; Sac, M.M.; Yener, G.; Salk, M. (2007): Radon concentrations in thermal waters related to seismic events along faults in the Denizli Basin, Western Turkey.- Rad. Meas., 42: 80-86

- Erees, F.S.; Yener, G.; Salk, M.; Özbal, Ö. (2006): Measurements of radon content in soil gas and in the thermal waters in Western Turkey.- *Rad. Meas.*, 41: 354-361
- Ernst, W. (1970): *Erdbebenvorhersage*.- 78 S., Goldmann-Verlag
- Erzinger, J.; Hausmann, J.; Kamm, H.; Heinschild, H.J. (1992): On-line determination of ²²²Rn in drilling fluids of the KTB Hauptbohrung.- in: Emmermann, R.; Dietrich, H.-G.; Lauterjung, J.; Wöhrl, T. (Hrsg.): *KTB Hauptbohrung. Results of geoscientific investigation in the KTB field laboratory. 0 - 6000 m.- KTB-Rep. 92-2: C40-C45*
- Erzinger, J.; Zimmer, M.; Figgemeier, C.; Samel, M.; Heinschild, H.-J. (1991): Zur Geochemie von Gasen in Krustengesteinen, Formationsfluiden und Bohrspülungen - Ergebnisse aus der KTB-Vorbohrung.- in: Emmermann, R.; Lauterjung, J. (Hrsg.): *Forschungsergebnisse im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "KTB" 1986 - 1990.- KTB-Rep. 91-1: 393-422*
- Etioppe, G.; Lombardi, S. (1995): Evidence for radon transport by carrier gas through faulted clays in Italy.- *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 193, 2: 291-300
- Farid, S.M. (1997): Indoor and soil radon measurements in Swaziland by track detectors.- *J. Environm. Radioact.*, 34, 1: 29-36
- Faß, T. (2000): *Radon- und Thoron-Messungen über einem Quarzgang im Randbereich des Steinwald-Granites südlich Fuchsmühl im Steinwald*.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 178 S.
- Fernandez, P.L.; Quindos, L.S.; Soto, J.; Villar, E. (1984): Radiation exposure levels in Altamira cave.- *Health Phys.*, 46, 2: 445-447
- Finkelstein, M.; Eppelbaum, L.V.; Price, C. (2006): Analysis of temperature influences on the amplitude-frequency characteristics of Rn gas concentration.- *J. Environm. Radioact.*, 86: 251-270
- Fleischer, R.L. (1986): A possible association between lung cancer and a geological outcrop.- *Health Phys.*, 50, 6: 823-827
- Fleischer, R.L. (1988): Radon in the environment - Opportunities and hazards.- *Int. J. Radiat. Appl. Instrum., Part D, Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 14, 4: 421-435
- Fleischer, R.L.; Hart, H.R.; Mogro-Campero, A. (1980): Radon emanation over an ore body: search for long-distance transport of radon.- *Nucl. Instr. Meth.*, 173: 169-181
- Fleischer, R.L.; Mogro-Campero, A. (1979 a): Radon enhancements in the earth: evidence for intermittent upflows?- *Geophys. Res. Lett.*, 6, 5: 361-364
- Fleischer, R.L.; Mogro-Campero, A. (1979 b): Integrated radon mapping in the earth - Assessment of the ²²⁰Rn signal and its exclusion.- *Geophysics*, 44, 9: 1541-1548, London
- Fleischer, R.L.; Mogro-Campero, A. (1983): Radon signals from distant earthquakes: examples from Alaska and northeastern Northern America.- General Electric Company, Corporate Research and Development, Rep. 83CRD086, 9 S., Schenectady/N. Y.

- Fleischer, R.L.; Mogro-Campero, A. (1985): Association of subsurface radon changes in Alaska and the northeastern United States with earthquakes.- *Geochem. Cosmochim. Acta*, 49, 4: 1061-1071
- Flexser, S.; Wollenberg, H.A.; Smith, A.R. (1993): Distribution of radon sources and effects on radon emanation in granitic soil at Ben Lomond, California.- *Environm. Geol.*, 22:162-177
- Friedmann, H.; Aric, K.; Gutdeutsch, R.; King, C.-Y.; Altay, C.; Sav, H. (1988): Radon measurements for earthquake prediction along the north Anatolian Fault Zone: a progress report.- *Tectonophysics*, 152: 209-214
- Fu, C.-C.; Yang, T.F.; Walia, V.; Liu, T.-K.; Lin, S.-J.; Chen, C.-H.; Hou, C.-S. (2009): Variations of soil-gas composition around the active Chihshang Fault in a plate suture zone, eastern Taiwan.- *Rad. Meas.*, 44: 940-944
- Fujiyoshi, R.; Kinoshita, M.; Sawamura, S. (2005): Variation of ^{222}Rn activity concentration in soil gas at a site in Sapporo, Japan.- *Environm. Geochem. Health*, 27: 539-547
- Fujiyoshi, R.; Sakamoto, K.; Imanishi, T.; Sumiyoshi, T.; Sawamura, S.; Vaupotic, J.; Kobal, I. (2006): Meteorological parameters contributing to variability in ^{222}Rn activity concentrations in soil gas at a site in Sapporo, Japan.- *Sci. Total Environm.*, 370: 224-234
- Fukui, M. (2007): Evaluation of radon in soil gas and natural radioactivity in surface soil of Kinki District, Japan.- *J. Nucl. Sci. Technology*, 44, 8: 1106-1116
- Fürst, M.; Bandelow, F.-K. (1983): Der Nachweis von photogeologisch ermittelten Schollenrändern durch Emanationsmessungen aufgezeigt an Beispielen aus der Oberpfalz.- *Geol. Rdsch.*, 72, 1: 301-316
- Gal, F.; Joublin, F.; Haas, H.; Jean-prost, V.; Ruffier, V. (2011): Soil gas (^{222}Rn , CO_2 , ^4He) behaviour over a natural CO_2 accumulation, Montmiral area (Drôme, France): geographical, geological and temporal relationships.- *J. Environm. Radioact.*, 102: 107-118
- Gammage, R.B.; Dudney, C.S.; Wilson, D.L.; Saultz, R.J.; Bauer, B.C. (1992): Subterreanean transport of radon and elevated indoor radon in hilly karst terrains.- *Atmos. Env.*, 26A, 12: 2237-2246
- Gast, H.; Stolz, W. (1982): Beziehungen zwischen meteorologischen Bedingungen und der Radonkonzentration von Bodenluft.- *Isotopenpraxis*, 18, 7: 250-253
- Gates, A.E.; Gundersen, L.C.S. (1989): Role of ductile shearing in the concentration of radon in the Brookneal zone, Virginia.- *Geology*, 17: 391-394
- Gates, A.E.; Gundersen, L.C.S.; Malizzi, L.D. (1990): Comparison of radon in soil over faulted crystalline terranes: glaciated versus unglaciated.- *Geophys. Res. Lett.*, 17, 6: 813-816
- Geczy, G.; Csige, I.; Somogyi, G. (1989): Air circulation in caves traced by natural radon.- in: *Inst. Nucl. Res. Hungarian Acad. Sci. (Hrsg.): Atomki Report.- 13-20, Contrib. 10th Intern. Congr. of Speleology, Budapest, 13. - 20.8.1989*

- Ghose, D.; Paul, D.; Sastri, R.C. (2003): Radon as a tracer for helium exploration in geothermal areas.- *Rad. Meas.*, 36: 375-377
- Ghosh, D.; Deb, A.; Sengupta, R. (2009): Anomalous radon emission as precursor of earthquake.- *J. Appl. Geophys.*, 69: 67-81
- Ghosh, D.; Deb, A.; Sengupta, R.; Bera, S.; Sahoo, S.R.; Haldar, S.; Patra, K.K. (2011): Comparative study of seismic surveillance on radon in active and non-active tectonic zone of West Bengal, India.- *Rad. Meas.*, 46: 365-370
- Giammanco, S.; Imme, G.; Mangano, G.; Morelli, D.; Neri, M. (2009): Comparison between different methodologies for detecting radon in soil along an active fault: The case of the Pernicana fault system, Mt. Etna (Italy).- *Appl. Rad. Isot.*, 67: 178-185
- Giletti, B.J.; Kulp, J.L. (1955): Radon leakage from radioactive minerals.- *Am. Mineral.*, 40: 481-496
- Gingrich, J.E. (1975): Results from a new uranium exploration method.- *Trans. Soc. Min. Eng., AIME*, 258: 61-64
- Gingrich, J.E. (1984): Radon as a geochemical exploration tool.- *J. Geochem. Explor.*, 21: 19-39
- Gingrich, J.E.; Fisher, J.C. (1976): Uranium exploration using the track-etch method.- in: IAEA (Hrsg.): *Exploration for uranium ore deposits.*- 213-227
- Gockel, A. (1914): Die Radioaktivität von Boden und Quellen.- *Sammlung Vieweg, Tagesfragen aus den Gebieten der Naturwissenschaften und der Technik*, 5, 108 S.
- Grant, C.N.; Lalor, G.C.; Vutchkov, M.K; Balcazar, M. (2001): Radon mapping of soils in St. Elizabeth, Jamaica.- *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 250, 2: 295-302
- Greeman, D.J.; Rose, A.W.; Jester, W.A. (1990): Form and behavior of radium, uranium, and thorium in central Pennsylvania soils derived from dolomite.- *Geophys. Res. Lett.*, 17, 6: 833-836
- Group of Hydro-Chemistry, the Seismological Brigade of Hebei Province (Liu, P.L.; Wan, D.; Wan, T.) (1975): Studies on forecasting earthquakes in the light of the abnormal variations of Rn concentration in ground water.- *Acta Geophys. Sin.*, 18, 4: 279-283
- Gruber, V.; Baumgartner, A.; Seidel, C.; Maringer, F.J. (2008): Radon risk in alpine regions in Austria: Risk assessment as a settlement planning strategy.- *Rad. Prot. Dosim.*, 130, 1: 88-91
- Gudden, H.; Schmid, H.; Cardoso, J. (1974): Uran in Bayern. Bericht über natürliche Uran-Vorkommen in Bayern insbesondere über die mit Bundesmitteln geförderte Uran-Prospektion in Bayern 1956 - 1974.- *Bayerisches Geologisches Landesamt*, 605 S.
- Guedalia, D.; Laurent, J.-L.; Fontan, J.; Blanc, D.; Druilhet, A. (1970): A study of radon 220 emanation from soils.- *J. Geophys. Res.*, 75, 2: 357-36.

- Gundersen, L.C.S.; Reimer, G.M.; Wiggs, C.R.; Rice, C.A. (1988): Map showing radon potential of rocks and soils in Montgomery County, Maryland (1 : 62 500).- U.S. Geol. Surv., Miscellaneous Field Studies Map MF-2043
- Gundersen, L.C.S.; Schumann, R.R. (1996): Mapping the radon potential of the United States: Examples from the Appalachians.- Environm. Int., 22, Suppl. 1: S829-S837
- Hambleton-Jones, B.B. (1978): Theory and practice of geochemical prospecting for uranium.- Minerals Sci. Engng., 10, 3: 182-197
- Hammond, D.E.; Teng, T.L.; Miller, L.; Haraguchi, G. (1981): A search for covariance among seismicity, ground water chemistry and ground water radon in southern California.- Geophys. Res. Lett., 8, 5: 445-448
- Hand, B.M.; Banikowski, J.E. (1988): Radon in Onondaga Country, New York: paleohydrogeology and redistribution of uranium in paleozoic sedimentary rocks.- Geology, 16: 775-778
- Harper, C.T. (1978): Track etch, emanometer, spectrometer, and soil geochemistry surveys across the Carswell structure, northwestern Saskatchewan.- Saskatchewan Geol. Soc., Spec. Publ., 4: 189-219
- Harrell, J.A.; Belsito, M.E.; Kumar, A. (1991): Radon hazards associated with outcrops of Ohio Shale in Ohio.- Environm. Geol. Water Sci., 18, 1: 17-26
- Hatuda, Z. (1953): Radon content and its change in soil air near the ground surface.- Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 20, 4: 285-306
- Hatuda, Z. (1954): Radioactive method for geological exploration.- Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 21, 2: 231-271
- Hauksson, E. (1981): Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis.- J. Geophys. Res., 86, B 10, 9397-9410
- Hauksson, E.; Goddard, J.G. (1981): Radon earthquake precursor studies in Iceland.- J. Geophys. Res., 86, B 8: 7037-7054
- Havránek, P.; Vesely, V. (1992): Detailed radon risk mapping in the Teplice agglomeration.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, III.- 29-32, Geol. Surv.
- Heinicke, J. (1987): Neue Aspekte bei der Anwendung der Radonmessung im Ingenieur- und Bergbau.- Freiburger Forschungshefte, C 422: Einsatz geophysikalischer Methoden zur Bewertung der zeitlichen Entwicklung geologischer Strukturen im Bergbau.- 86-143
- Heinicke, J.; Koch, N. (1992): Radon measurements for the solution of problems of engineering geology and geophysics for earthquake prediction in Eastern Germany.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 32: 275-280
- Heinrich, M. (1994): Radon-Emanationskoeffizienten verschiedener Gestein in Abhängigkeit von Feuchte und Korngröße.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 31 S.
- Hesselbom, A. (1985): Radon in soil gas.- Sveriges Geologiska Undersökning, C 803, 58 S.

- Hobbs, W.E.; Maeda, L.Y. (1996): Identification and assessment of a small geologically localized radon hot spot.- *Environm. Int.*, 22, Suppl. 1: S809-S817
- Hubbard, L.M.; Hagberg, N. (1996): Time-variation of the soil gas radon concentration under and near a Swedish house.- *Environm. Int.*, 22, Suppl. 1: S477-S482
- Hutter, A.R.; Knutson, E.O. (1998): An international intercomparison of soil gas radon and radon exhalation measurements.- *Health Phys.*, 74, 1: 108-114
- Iakovleva, V.S.; Ryzhakova, N.K. (2003): Spatial and temporal variations of radon concentration in soil air.- *Rad. Meas.*, 36: 385-388
- Igarashi, G.; Wakita, H. (1990): Groundwater radon anomalies associated with earthquakes.- *Tectonophysics*, 180: 237-254
- Inceöz, M.; Baykara, O.; Aksoy, E.; Dogrub, M. (2006): Measurements of soil gas radon in active fault systems: A case study along the North and East anatolian fault systems in Turkey.- *Rad. Meas.*, 41: 349-353
- Ioannides, K.; Papachristodoulou, C.; Stamoulis, K.; Karamanis, D.; Pavlides, S.; Chatzipe-tros, A.; Karakala, E. (2003): Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones.- *Appl. Rad. Isot.*, 59: 205-213
- Iskandar, D.; Yamazawa, H.; Iida, T. (2004): Quantification of the dependency of radon emanation power on soil temperature.- *Appl. Rad. Isot.*, 60: 971-973
- Israel, H.; Becker, F. (1935): Die Bodenemanation in der Umgebung der Bad Nauheimer Quellenspalte.- *Gerl. Beitr. Geophys.*, 44: 40-55
- Israel, H.; Björnsson, S. (1967): Radon (Rn-222) and thoron (Rn-220) in soil air over faults.- *Z. Phys.*, 33, 1: 48-64
- Israel, H.; Björnsson, S.; Stiller, S. (1962): Emanometrische Messungen von Radon und Thoron in Bodenluft.- *Ann. Geofis.*, 15: 115-126
- Israel-Köhler, H.; Becker, F. (1936): Die Emanationsverhältnisse in der Bodenluft.- *Gerl. Beitr. Geophys.*, 48: 13-58
- Israelsson, S. (1980): Meteorological influences on atmospheric radioactivity and its effects on the electrical environment.- in: Gesell, T.F.; Lowder, W.M. (Hrsg.): The natural radiation environment, III.- 210-225, *Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Energy Rep. CONF-780422*
- Iwasaki, I. (1976): Geochemical indicators and seismic phenomena.- *Bull. Volcan.*, 39, 1: 82-90
- Jacob, K.-H.; Uchdorf, W. (1987): Radon flux in sediments under arid conditions.- *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 75.3: 759-786
- Jaki, S.L.; Hess, V.F. (1958): A study of the distribution of radon, thoron and their decay products above and below the ground.- *J. Geophys. Res.*, 63, 2: 373-390
- Jiang, F.; Li, G. (1981): The application of geochemical methods in earthquake prediction in China.- *Geophys. Res. Lett.*, 8, 5: 469-472

- Jönsson, G. (2001): Soil radon depth dependence.- *Rad. Meas.*, 34: 415-418
- Käppler, R. (1984): Integrierende Radonmessungen mittels Festkörperspurdetektoren für die Lösung ausgewählter ingenieurgeologischer Problemstellungen.- *Freiberger Forschungshefte, C 392*, 129 S.
- Käppler, R.; Militzer, H.; Stolz, W. (1983): Integrierende Radonmessungen auf einer rutschungsgefährdeten Mischbodenkippe.- *N. Bergbautechn.*, 13, 6: 308-311
- Keller, G.; Schneiders, H.; Schütz, M.; Siehl, A.; Stamm, R. (1992): Indoor radon correlated with soil and subsoil radon potential - A case study.- *Environm. Geol. Water Sci.*, 19, 2: 113-119
- Kemski, J. (1993): Radonmessungen in der Bodenluft zur Lokalisierung von Störungen im Neuwieder Becken (Mittelrhein).- *Bonner geowiss. Schr.*, 8, 144 S.
- Kemski, J., Klingel, R. (2008): Prediction of indoor radon in Germany on a regional scale.- *Kerntechnik*, 73, 3: 131-137
- Kemski, J., Klingel, R., Schneiders, H., Siehl, A., Wiegand, J. (1992): Geological structure and geochemistry controlling radon in soil gas.- *Rad. Prot. Dosim.*, 45, 1/2: 235-239
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A. (1994): Towards a classification of radon prone areas in Germany.- in: Barnet. I., Neznal, M. (Hrsg.): *Radon investigations in Czech Republic V and the 2nd International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.*- 101-109
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A. (1996 a): Geogene Faktoren der Strahlenexposition unter besonderer Berücksichtigung des Radon-Potentials (Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben St. Sch. 4062).- *Schriftenreihe Reaktorsicherheit und Strahlenschutz, BMU-1996-470*, 76 S.
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A. (1996 b): Das geogene Radon-Potential.- in: Siehl, A. (Hrsg.): *Umweltradioaktivität.*- 179-222, Ernst & Sohn
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A. (1996 c): Classification and mapping of radon affected areas in Germany.- *Environm. Int.*, 22, Suppl. 1: S789-S798
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A. (2006): Indoor radon concentration related to building type and foundation of dwellings – implications for radon risk prediction.- in: Barnet. I., Neznal, M., Pacherova, P. (Hrsg.): *Radon investigations in Czech Republic XI and the 8th International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.*- 297
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A.; Neznal, M.; Neznal, M.; Matolin, M. (2011): Erarbeitung fachlicher Grundlagen zur Beurteilung der Vergleichbarkeit unterschiedlicher Messmethoden zur Bestimmung der Radonbodenluftkonzentration.- unveröffentl. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben 3609S10003, Bundesamt für Strahlenschutz, 132 S.
- 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.- in: *Radioactivity in the Environment*, 7: McLaughlin, J.P.; Simopoulos, S.E.; Steinhäusler, F. (Hrsg.): *The Natural Radiation Environment VII*: 820-832

- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., Stegemann, R., Lehmann, R., Valdivia-Manchego, M. (2002): Indoor radon levels in relation to the geogenic radon potential.- Bundesamt für Strahlenschutz, BfS-SH-24/2002: 131-134
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (2002): Transferfunktion für die Radonkonzentration in der Bodenluft und der Wohnraumlufte (Abschlussbericht zu den Forschungsvorhaben St. Sch. 4186 und St. Sch. 4187: Ermittlung einer Transferfunktion für die Radonkonzentration in der Bodenluft und der Wohnraumlufte incl. Radonmessungen in Häusern zur Validierung des geologisch induzierten Radonpotenzials. Teil A: Bodenuntersuchungen zum geogenen Radonpotenzial. Teil B: Validierung der geologischen Prognose durch Messungen der Radonkonzentration in Gebäuden).- Schriftenreihe Reaktorsicherheit und Strahlenschutz, BMU-2002-598, 206 S.
- Kemski, J., Klingel, R., Siehl, A., Valdivia-Manchego, M. (2006): Radon risk prediction in Germany based on gridded geological maps and soil gas measurements.- in: Barnet, I., Neznal, M., Pacherova, P. (Hrsg.): Radon investigations in Czech Republic XI and the 8th International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.- 139-156
- Kemski, J., Klingel, R., Stegemann, R. (2004): Validierung der regionalen Verteilungen der Radonkonzentration in Häusern mittels Radonmessungen unter Berücksichtigung der Bauweise (Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben St.Sch. 4271).- Schriftenreihe Reaktorsicherheit und Strahlenschutz, BMU-2004-641, 77 S.
- Kemski, J., Lehmann, R., Siehl, A., Stegemann, R. (2000): Radon mapping in Germany – state of investigations and future work.- in: Barnet, I., Neznal, M. (Hrsg.): Radon investigations in Czech Republic VIII and the fifth International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.- 86-91
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (1998 b): Mapping the geogenic radon potential in Germany using GIS-techniques.- in: Barnet, I., Neznal, M. (Hrsg.): Radon investigations in the Czech Republic VII and the fourth international workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping.- 45-52
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (1999): Geogene Faktoren der Strahlenexposition unter besonderer Berücksichtigung des Radon-Potentials (Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben St. Sch. 4106).- Schriftenreihe Reaktorsicherheit und Strahlenschutz, BMU-1999-534, 133 S.
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (2001): Mapping the geogenic radon potential in Germany.- Science Total Environm., 272: 217-230
- Kemski, J., Siehl, A., Valdivia-Manchego, M. (1998): Das geogene Radon-Potential in Deutschland.- in: Winter, M., Henrichs, K., Doerfel, H. (Hrsg.): Radioaktivität in Mensch und Umwelt.- Fortschritte im Strahlenschutz, FS-98-98-T: 397-403, Verl. TÜV Rheinland
- Kemski, J., Siehl, A., Valdivia-Manchego, M. (1999): Mapping and prediction of geogenic radon potential in Germany.- Il Nuovo Cimento, 22 C, 3-4: 295-300
- Kemski, J., Siehl, A., Valdivia-Manchego, M., Lehmann, R. (1998 a): Comparison of radon concentrations in buildings in Oberfranken (Bavaria) with the geogenic radon potential.- in:

- Barnet, I., Neznal, M. (Hrsg.): Radon investigations in the Czech Republic VII and the fourth international workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping.- 53-62
- Khan, H.A.; Tufail, M.; Qureshi, A.A. (1990): Radon signals for earthquake prediction and geological prospection.- J. Islamic Acad. Sci., 3:3: 229-231
- King, C.-Y. (1978): Radon emanation on San Andreas Fault.- Nature, 271, 5645: 516-519
- King, C.-Y. (1980): Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes.- J. Geophys. Res., 85, B 6: 3065-3078
- King, C.-Y. (1981): A special collection of reports on earthquake prediction: hydrologic and geochemical studies.- Geophys. Res. Lett., 8, 5: 421-424
- King, C.-Y. (1985): Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San Andreas Fault, California.- PA Geophys., 122: 340-352
- King, C.-Y. (1986): Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview.- J. Geophys. Res., 91, B 12: 12269-12281
- King, C.-Y.; King, B.-S.; Evans, W.C.; Zhang, W. (1996): Spatial radon anomalies on active faults in California.- Appl. Geochem., 11: 497-510
- Klingel, R., Kemski, J. (2001): Prognosis of indoor radon based on geological information.- Proc. Third Eurosymposium on „Protection against Radon, Liège, 10 and 11 May 2001“: 113-117
- Kobal, I.; Smodis, B.; Burger, J.; Skofljanec, M. (1987): Atmospheric ²²²Rn in tourist caves of Slovenia, Yugoslavia.- Health Phys., 52, 4: 473-479
- Koenigsberger, J. (1922): Die Verwendung geophysikalischer Verfahren in der praktischen Geologie.- Z. prakt. Geol., 30, 3: 33-41
- Koenigsberger, J. (1926): Geophysikalische Nahemethoden zur Aufsuchung wasserführender Störungen bei Untertagemessungen.- Z. prakt. Geol., 34, 10: 151-156
- Koike, K.; Yoshinaga, T.; Asaue, H. (2009): Radon concentrations in soil gas, considering radioactive equilibrium conditions with application to estimating fault-zone geometry.- Environm. Geol., 56:1533-1549
- Kosmath, W. (1935): Die Exhalation der Radiumemanation aus dem Erdboden und ihre Abhängigkeit von den meteorologischen Faktoren.- Gerl. Beitr. Geophys., 43: 258-279
- Kovach, E.M. (1945): Meteorological influences upon the radon-content of soil gas.- EOS Trans., AGU, 26, 2: 241-248
- Kraner, H.W.; Schroeder, G.L.; Evans, R.D. (1964): Measurements of the effects of atmospheric variables on Radon-222 flux and soil-gas concentrations.- in: Adams, J.A.S.; Lowder, W.M. (Hrsg.): The natural radiation environment, I.- 191-215, Rice Univ. Semicentennial Publ., Univ. Chicago Press
- Kresl, M.; Klecka, M.; Vankova, V. (1993): Radon in soils overlaying several tectonic zones of the South Bohemian Moldanubicum.- Jb. Geol. B.-A., 136, 4: 799-808

- Krishnaswami, S.; Seidemann, D.E. (1988): Comparative study of ^{222}Rn , ^{40}Ar , ^{39}Ar and ^{37}Ar leakage from rocks and minerals: implications for the role of nanopores in gas transport through natural silicates.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 3: 655-658
- Kristiansson, K.; Malmqvist, L. (1982): Evidence for non-diffusive transport of ^{222}Rn in the ground and a new physical model for the transport.- *Geophysics*, 47, 10: 1444-1452
- Kristiansson, K.; Malmqvist, L. (1984): The depth-dependence of the concentration of ^{222}Rn in soil gas near the surface and its implication for exploration.- *Geoexploration*, 22, 1: 17-41
- Kuo, T.; Fan, K.; Kuo Chen, H.; Han, Y.; Chu, H.; Lee, Y. (2006): Anomalous decrease in groundwater radon before the Taiwan M6.8 Chengkung earthquake.- *J. Environm. Radioact.*, 88: 101-106
- Kuo, T.; Lin, C.; Fana, K.; Chang, G.; Lewis, C.; Hana, Y.; Wuc, Y.; Chen, W.; Tsai, C. (2009): Radon anomalies precursory to the 2003 $M_w = 6.8$ Chengkung and 2006 $M_w = 6.1$ Taitung earthquakes in Taiwan.- *Rad. Meas.*, 44: 295-299
- Kuo, T.; Su, C.; Chang, C.; Lin, C.; Cheng, W.; Liang, H.; Lewis, C.; Chiang, C. (2010): Application of recurrent radon precursors for forecasting large earthquakes ($M_w > 6.0$) near Antung, Taiwan.- *Rad. Meas.*, 45: 1049-1054
- LaBrecque, J.J.; Cordoves, P.R. (2003): Application of the relative uranium-series disequilibrium in soil to locate and/or confirm precisely active fault traces: A new technique.- *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 258, 1: 43-48
- Langguth, H.R.; Voigt, R. (1980): *Hydrogeologische Methoden*.- 320 S. Springer-Verlag
- Lehmann, R. (1991): Meßprogramme zur Erfassung der Strahlenexposition in Gebäuden in den fünf neuen Bundesländern.- in: Völkle, H., Borchardt, D. (Hrsg.): *Messung von Radon und Radon-Folgeprodukten*.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-56-T: 25-28, Verlag TÜV Rheinland
- Lehmann, R.; Czarwinski, R. (1991): Die geogene Radonkonzentration in Gebäuden der neuen Bundesländer.- in: Jacobs, H.; Bonka, H. (Hrsg.): *Strahlenschutz für Mensch und Umwelt*.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-55-T: 344-353, Verlag TÜV Rheinland
- Lenart, L.; Somogyi, G.; Hakl, J.; Hunyadi, I. (1989): Radon mapping in caves of eastern Bükk region.- in: *Inst. Nucl. Res. Hungarian Acad. Sci. (Hrsg.): Atomki Report*.- 21-30, Contrib. 10th Intern. Congr. of Speleology, Budapest, 13. - 20.8.1989
- Lenzen, M. (1995): Ein automatischer Radonsensor für Bohrlochmessungen. Messergebnisse aus der Gipsmine Walferdingen.- *Publ. du Service Geologique du Luxembourg, Bulletin N° 177/1995*, 53 S.
- Li, G.; Jiang, F.; Wang, J.; Zhang, P. (1985): Preliminary results of seismogeochemical research in China.- *PA Geophys.*, 122: 218-230
- Lindgren, J. (1998): Model-based inversion of airborne radiometric data for the preparation of radon prognosis maps.- in: Barnett, I.; Neznal, M. (Hrsg.): *Radon investigations in the Czech Republic*, VII.- 15-26, Geol. Surv.

- Lindmark, A.; Rosen, B. (1985): Radon in soil gas - Exhalation tests and in situ measurements.- *Sci.Total Environm.*, 45: 397-404
- Lindner, H. (1987): Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen über standsicherheitsgefährdeten Lockergesteinskippen im Braunkohlenbergbau.- *Freiberger Forschungshefte, C 422: Einsatz geophysikalischer Methoden zur Bewertung der zeitlichen Entwicklung geologischer Strukturen im Bergbau.*- 6-85
- Lindner, H.; Käßler, R. (1983): Magnetische und Radon-Anomalien an rutschungsgefährdeten Böschungen.- *Z. angew. Geol.*, 29: 502-506
- Liu, K.K.; Yui, T.F.; Yeh, Y.H.; Tsai, Y.B.; Teng, T.L. (1985): Variations of radon content in groundwater and possible correlation with seismic activities in northern Taiwan.- *PA Geophys.*, 122: 231-244
- Lombardi, S.; Reimer, G.M. (1990): Radon and helium in the Phlegraean fields, central Italy.- *Geophys. Res. Lett.*, 17, 6: 849-852
- Lombardi, S.; Voltattorni, N. (2010): Rn, He and CO₂ soil gas geochemistry for the study of active and inactive faults.- *Appl. Geochem.*, 25: 1206-1220
- Löser, G. (1959): Radioaktive Bodenluftmessungen als Beitrag zur Klärung tektonischer Probleme am Südwestrand des Thüringer Waldes.- *Geophys. Geol.*, 1: 97-103
- Ludewig, P.; Witte, H. (1924/25): Radioaktive Messungen im Quellgebiet von Brambach- Teil 1.- *Z. Geophys.*, 1: 242-250
- Ludewig, P.; Witte, H. (1926): Radioaktive Messungen im Quellgebiet von Brambach- Teil 2.- *Z. Geophys.*, 2: 70-77
- Malczewski, D.; Zaba, J. (2007): ²²²Rn and ²²⁰Rn concentrations in soil gas of Karkonosze-Izera Block (Sudetes, Poland).- *J. Environm. Radioact.*, 92: 144-164
- Martinelli, G.; Finazzi, P. B. (1992): Earthquake prediction experiments in Northern Italy: Recent developments in automatic geochemical monitoring.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.*- *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 32: 155-170
- Matolin, M. (2004): Radon data standardization at reference sites in the Czech Republic.- in: Barnet, I.; Neznal, M.; Pacherova, P. (Hrsg.): *Radon investigations in Czechoslovakia, X.*- 155-159, *Geol. Surv.*
- Matolin, M. (2010): Radon reference sites in the Czech Republic.- *interner Ber. (unveröffentlicht)*, 24 S.
- Matolin, M.; Jane, Z.; Neznal, M., Neznal, M. (2000): Geometry of soil gas sampling, soil permeability and radon activity concentration.- in: Barnet, I., Neznal, M. (Hrsg.): *Radon investigations in Czech Republic VIII and the fifth International Workshop on the Geological aspects of radon risk mapping.*- 27-29, *Geol. Surv.*
- Matolin, M.; Prokop, P. (1991): Statistical significance of radon determination in soil air.- in: Barnet, I. (Hrsg.): *Radon investigations in Czechoslovakia, II.*- 20-24, *Geol. Surv.*

- Matolin, M.; Prokop, P. (1992): Variation of radon volume activity in soil air in a year climate cyclus.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, III.- 1-5, Geol. Surv.
- McLaughlin, J.P.; Charlet, J.-M.; Dupuis, C.; Quinif, Y.; Bouko, P. Ramu, J.P. (1982): An intercomparison of several methods of detecting radon-222 in overburden gases.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 105, 2: 211-221
- Medici, F.; Rybach, L. (1992): Radon und Geologie/Wasser.- in: Bundesamt für Gesundheitswesen (Hrsg.): Radonprogramm Schweiz "RAPROS". Bericht über die Ergebnisse der Jahre 1987 - 1991.- 65-95
- Meyer, S.; Schweidler, E.R. v. (1916): Radioaktivität.- 541 S., Teubner Verlag
- Miklavcic, I.; Radolic, V.; Vukovic, B.; Poje, M.; Varga, M.; Stanic, D.; Planinic, J. (2008): Radon anomaly in soil gas as an earthquake precursor.- Appl. Rad. Isot., 66: 1459-1466
- Miles, J.; Ball, K. (1996): Mapping radon-prone areas using house radon data and geological boundaries.- Environm. Intern., 22, 1: S779-S782
- Miles, J.C.H.; Appleton, J.D. (2005): Mapping variation in radon potential both between and within geological units.- J. Radiol. Prot., 25: 257-276
- Miller, J.M.; Ostle, D. (1973): Radon measurements in uranium prospecting.- in: IAEA (Hrsg.): Uranium exploration methods.- 237-247
- Mjönes, L. (1991): The Swedish view on radon control.- in: Völkle, H., Borchardt, D. (Hrsg.): Messung von Radon und Radon-Folgeprodukten.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-56-T: 217-229, Verlag TÜV Rheinland
- Mogro-Campero, A.; Fleischer, R.L.; Likes, R.S. (1980): Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes.- J. Geophys. Res., 85, B 6: 3053-3057
- Morse, R.H. (1976): Radon counters in uranium exploration.- in: IAEA (Hrsg.): Exploration for uranium ore deposits.- 229-239
- Mose, D.G.; Mushrush, G.W. (1988): Regional levels of indoor radon in Virginia and Maryland.- Environm. Geol. Water Sci., 12, 3: 197-201
- Mose, D.G.; Mushrush, G.W.; Chrosniak, C.E. (1992): Soil radon, permeability, and indoor radon prediction.- Environm. Geol. Water Sci., 19, 2: 91-96
- Moussa, M.M.; El Arabi, A.-G. M. (2003): Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt.- Rad. Meas., 37: 211-216
- Mudd, G.M. (2008): Radon sources and impacts: a review of mining and non-mining issues.- Rev. Environm. Sci. Biotechn., 7: 325-353
- Müller, F. (1927): Radioaktivitätsmessungen als geophysikalische Aufschlußmethode.- Z. Geophys., 3: 330-336
- Müller, K.; Polacek, A. (1992): Rn detection answering problems of engineering geology.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 32: 297-300

- Müller, R. (1980): Linearanalytische und radiometrische Untersuchungen an Bruchzonen in der südlichen Oberpfalz, Bayern.- Diss., 321 S.
- Müller, R. (1982): Radiometrische Untersuchungen an Bruchzonen in der südlichen Oberpfalz.- Mainzer geowiss. Mitt., 11: 111-155
- Mushrush, G.W.; Mose, D.G.; Chrosniak, C.E. (1989): Indoor radon in Northern Virginia: seasonal changes and correlations with geology.- Episodes, 12, 1: 6-9, Ottawa
- Nazaroff, W.W.; Nero, A.V. (Hrsg., 1988): Radon and its decay products in indoor air.- 512 S.
- Neri, M.; Giammanco, S.; Ferrera, E.; Patanè, G.; Zanon, V. (2011): Spatial distribution of soil radon as a tool to recognize active faulting on an active volcano: the example of Mt. Etna (Italy).- J. Environm. Rad., 102: 863-870
- Nero, A.V.; Nazaroff, W.W. (1984): Characterising the source of indoor radon.- Rad. Prot. Dosim., 7, 1-4: 23-39
- Neznal, M.; Matolin, M.; Just, G.; Turek, K. (2004 a): Short-term temporal variations of soil gas radon concentration and comparison of measurement techniques.- Rad. Prot. Dosim., 108, 1: 55-63
- Neznal, M.; Neznal, M. (2004): International intercomparison measurement of soil-gas radon concentration, of radon exhalation rate from building materials and of radon exhalation rate from ground.- in: Barnet, I.; Neznal, M.; Pacherova, P. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, X.- 12-22, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M. (2006 a): Transfer factor: Can the parameter be used to predict the indoor radon concentration in an individual house.- in: Barnet, I.; Neznal, M.; Pacherova, P. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, XI.- 173-180, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M. (2006 b): Reliability of the new method for assessing the radon risk – gas permeability classification.- in: Barnet, I.; Neznal, M.; Pacherova, P. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, XI.- 166-172, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M.; Matolin, M.; Barnet, I.; Miksova, J. (2004 b): The new method for assessing the radon risk of building sites.- Czech Geol. Surv. Spec. Papers, 16, 47 S.
- Neznal, M.; Neznal, M.; Smarda, J. (1991): Radon infiltration risk from the ground in Chaby, Prague.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, II.- 34-39, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M.; Smarda, J. (1992 a): Temporal variations of soil gas radon concentration.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, III.- 6-12, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M.; Smarda, J. (1992 b): Correlation between radon in soil gas and local geology - some remarks.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, III.- 24-28, Geol. Surv.
- Neznal, M.; Neznal, M.; Smarda, J. (1994): Variability of radon with depth in various soil profiles.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, V.- 55-61, Geol. Surv.

- Nezmal, M.; Nezmal, M.; Smarda, J. (1995): Temporal variability of soil-gas radon concentration – some remarks.- in: Dubois, C. (Hrsg.): Gas geochemistry.- 529-534
- Nezmal, M.; Nezmal, M.; Smarda, J. (1996): Assessment of radon potential of soils – A five-year experience.- Environm. Int., 22, Suppl. 1: S819-S828
- Nezmal, M.; Nezmal, M.; Smarda, J. (1997): Intercomparison measurement of soil-gas radon concentration.- Rad. Prot. Dosim., 72, 2: 139-144
- Nezmal, M.; Pernicka, F. (1996): Temporal changes of soil-gas radon concentration at a test site – uranium mill tailings.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, VI.- 79-87, Geol. Surv.
- Nielson, K.K.; Holt, R.B.; Rogers, V.C. (1996): Site-specific characterization of soil radon potentials.- EPA/600/SR-95/161, 5 S.
- Nielson, K.K.; Rogers, V.C.; Holt, R.B. (1996): Site-specific protocol for measuring soil radon potentials for Florida houses.- EPA/600/SR-96/045, 7 S.
- O'Connor, P. (1992): Recognition of radon hazard in Western Ireland: The role of geological factors.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 32: 83-92
- Ogden, A.E.; Welling, W.B.; Funderberg, R.D.; Boschult, L.C. (1988): A preliminary assessment of factors affecting radon levels in Idaho.- in: Graves, B. (Hrsg.): Radon, radium, and other radioactivity in ground water.- Hydrogeologic impact and application to indoor airborne contamination.- 83-96, Lewis Publishers
- Okabe, S. (1956): Time variation of an atmospheric radon-content near the ground surface with relation to some geophysical phenomena.- Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. A, 28, 2: 99-115
- Otton, J.K. (1990): Potential for indoor radon hazards - A first geologic estimate.- U.S. Geol. Surv. Circ. 1033-C: 171-173
- Pacer, J.C.; Czarnecki, R.F. (1982): Results of radon and helium surveys at three known uranium occurrences.- in: OECD Nuclear Energy Agency (Hrsg.): Uranium exploration methods.- 517-528
- Papastefanou, C. (2002): An overview of instrumentation for measuring radon in soil gas and groundwaters.- J. Environm. Radioact., 63: 271-283.
- Papastefanou, C. (2007): Measuring radon in soil gas and groundwaters: a review.- Ann. Geophys., 50, 4: 569-578
- Papastefanou, C. (2010): Variation of radon flux along active fault zones in association with earthquake occurrence.- Rad. Meas., 45: 943-951
- Papastefanou, C.; Manolopoulou, M.; Savvides, E.; Charalambous, S. (1986): Natural radiation dose in Petralona cave.- Health Phys., 50, 2: 281-286

- Papastefanou, C.; Manolopoulou, M.; Stoulos, S.; Ioannidou, A.; Gerasopoulos, E. (2001): Radon measurements along active faults in the Langadas Basin, northern Greece.- *Nat. Hazards Earth System Sci.*, 1: 159-164
- Patriciu, V. (1930): Geologische und geophysikalische (radioaktive) Untersuchungen am Westrande des Göttinger Leinetalgrabens.- *Abh. preuß. geol. L.-A., N.F.*, 116: 163-194
- Peake, R.T. (1988): Radon and geology in the United States.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 173-178
- Peake, R.T.; Schumann, R.R. (1991): Regional radon characterizations.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): *Field studies of radon in rocks, soils, and water.*- *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1971: 163-175
- Pekdeger, A.; Woith, H. (1992): Radon in groundwater: A contribution to the joint German-Turkish earthquake prediction research project.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): *Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.*- *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 32: 171-179
- Perrier, F.; Richon, P.; Byrdina, S.; France-Lanord, C.; Rajaure, S.; Koirala, B.P.; Shrestha, P.L.; Gautam, U.P.; Tiwari, D.R.; Revil, A.; Bollinger, L.; Contraires, S.; Bureau, S.; Sapkota, S.N. (2009): A direct evidence for high carbon dioxide and radon-222 discharge in Central Nepal.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278: 198-207
- Perrier, F.; Richon, P.; Sabroux, J.-C. (2001): Temporal variations of radon concentration in the saturated soil of Alpine grassland: The role of groundwater flow.- *Sci. Total Env.*, 407: 2361-2371
- Planinic, J.; Radolic, V.; Lazanin, Z. (2001): Temporal variations of radon in soil related to earthquakes.- *Appl. Rad. Isot.*, 55: 267-272
- Planinic, J.; Radolic, V.; Vukovic, B. (2004): Radon as an earthquake precursor.- *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res., A* 530: 568-574
- Purtscheller, F.; Pirchl, T.; Sieder, G.; Stingl, V.; Tessadri, T.; Brunner, P.; Ennemoser, O.; Schneider, P. (1995): Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal).- *Environm. Geol.*, 26: 32-38
- Raes, F.; Poffijn, A.; Eggermont, G. (1988): The feasibility of using expert systems to cope with the complexity and extent of the indoor radon problem.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 167-172
- Raleigh, B.; Bennett, G.; Craig, H.; Hanks, T.; Molnar, P.; Nur, A.; Savage, J.; Scholz, C.H.; Turner, R.; Wu, F. (Haicheng Earthquake Study Delegation) (1977): Prediction of the Haicheng earthquake.- *EOS Trans., AGU*, 58, 5: 236-272
- Rama; Moore, W.S. (1984): Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into ground water.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2: 395-399
- Ramola, R.C.; Choubey, V.M.; Negi, M.S.; Prasad, Y.; Prasad, G. (2008): Radon occurrence in soil-gas and groundwater around an active landslide.- *Rad. Meas.*, 43: 98-101

- Ramola, R.C.; Prasad, Y.; Prasad, G.; Kumar, S.; Choubey, V.M. (2008): Soil-gas radon as seismotectonic indicator in Garhwal Himalaya.- *Appl. Rad. Isot.*, 66: 1523-1530
- Reddy, D.V.; Nagabhushanam, P.; Sukhija, B.S.; Reddy, G.R. (2010): Continuous radon monitoring in soil gas towards earthquake precursory studies in basaltic region.- *Rad. Meas.*, 45: 935-942
- Reimer, G.M. (1990): Reconnaissance techniques for determining soil-gas radon concentrations: an example from Prince Georges County, Maryland.- *Geophys. Res. Lett.*, 17, 6: 809-812
- Reimer, G.M. (1991): Simple techniques for soil-gas and water sampling for radon analysis.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): *Field studies of radon in rocks, soils, and water.*- U.S. Geol. Surv. Bull., 1971: 19-22.
- Reimer, G.M. (2001): Ground-truthing predicted indoor radon concentrations by using soil-gas radon measurements.- *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 249, 1: 163–166
- Reimer, G.M.; Gundersen, L.C.S. (1989): A direct correlation among indoor Rn, soil gas Rn and geology in the Reading Prong near Boyertown, Pennsylvania.- *Health Phys.*, 57, 1: 155-160
- Reimer, G.M.; Gundersen, L.C.S.; Szarzi, S.L.; Been, J.M. (1991): Reconnaissance approach to using geology and soil-gas radon concentrations for making rapid and preliminary estimates of indoor radon potential.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): *Field studies of radon in rocks, soils, and water.*- U.S. Geol. Surv. Bull., 1971: 177-181
- Richon, P.; Bernard, P.; Labed, V.; Sabroux, J.-C.; Beneito, A.; Lucius, D.; Abbad, S.; Robe, M.-C. (2007): Results of monitoring ^{222}Rn in soil gas of the Gulf of Corinth region, Greece.- *Rad. Meas.*, 42: 87-93
- Richon, P.; Klinger, Y.; Tapponnier, P.; Li, C.-X.; Van Der Woerd, J.; Perrier, F. (2010): Measuring radon flux across active faults: Relevance of excavating and possibility of satellite discharges.- *Rad. Meas.* 45: 211-218
- Robinson, R.; Whitehead, N.E. (1986): Radon variations in the Wellington region, New Zealand, and their relations to earthquakes.- *Earthqu. Pred. Res.*, 4: 69-82
- Rogers, V.C., Nielson, K.K. (1991): Correlations for predicting air permeabilities and ^{222}Rn diffusion coefficient of soils.- *Health Phys.*, 61, 2: 225-230
- Rolffs, M. (1994): Geochemische und radiometrische Untersuchungen an einem Bodenprofil auf Granit bei Lengfeld (Südliche Oberpfalz).- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 138 S.
- Rose, A.W.; Hutter, A.R.; Washington, J.W. (1990): Sampling variability of radon in soil gases.- *J. Geochem. Explor.*, 38: 173-191
- Rose, A.W.; Washington, J.W.; Greeman, D.J. (1988): Variability of radon with depth and season in a central Pennsylvania soil.- *Northeastern Environm. Sci.*, 7, 1: 35-39
- Roth, S. (2006): Geochemical signature of rocks and weathering products in Luxembourg.- Dissertation Univ. Bonn, 139 S.

- Rox, A.; Fahland, J.; Freder, R.; Herzog, W. (1991): Bestimmung von Radon und Radonfolgeprodukten im Steinkohlenbergbau.- in: Völkle, H.; Borchardt, D. (Hrsg.): Messung von Radon und Radon-Folgeprodukten.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-56-T: 57-73, Verlag TÜV Rheinland
- Ruckerbauer, F.; Winkler, R. (2001): Radon concentration in soil gas: a comparison of methods.- *Appl. Rad. Isot.*, 55: 273-288
- Rybach, L.; Medici, F. (1989): Geologische Aspekte der Radon-Strahlenbelastung in der Schweiz.- in: Cramer, R.; Burkart, W. (Hrsg.): Radon und Strahlenbelastung der Lunge.- Paul Scherrer Inst., PSI-Ber. 22: 63-79
- Rybach, L.; Medici, F.; Surbeck, H. (1992): Geological aspects of radon exposure in Switzerland.- in: Doremus, P.; Dejonghe, L.; Charlet, J.-M. (Hrsg.): Radon et gaz rares dans les sciences de la terre et de l'environnement.- *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 32: 105-113
- Sachs, H.M.; Hernandez, T.L.; Ring, J.W. (1982): Regional geology and radon variability in buildings.- *Environm. Int.*, 8: 97-103
- Sadovsky, M.A.; Nersesov, I.L.; Nigmatullaev, S.K.; Latynina, L.A.; Lukk, A.A.; Semenov, A.N.; Simbireva, I.G.; Ulomov, V.I. (1972): The processes preceding strong earthquakes in some regions of middle Asia.- *Tectonophysics*, 14: 295-307
- Sakoda, A.; Iskimori, Y.; Yamaoka, K. (2011): A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash.- *Appl. Rad. Isot.*, 69: 1422-1435
- Salah, S. (1994): Geochemische und radiometrische Untersuchungen an einem Bodenprofil.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 158 S.
- Schery, S.D.; Gaeddert, D.H.; Wilkening, M.H. (1984): Factors affecting exhalation of radon from gravelly sandy loam.- *J. Geophys. Res.*, 89, D 5: 7299-7309
- Schery, S.D.; Holford, D.J.; Wilson, J.L.; Phillips, F.M. (1988 a): The flow and diffusion of radon isotopes in fractured porous media: part 1, finite slabs.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 185-189
- Schery, S.D.; Holford, D.J.; Wilson, J.L.; Phillips, F.M. (1988 b): The flow and diffusion of radon isotopes in fractured porous media: part 2, semi-infinite media.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 191-197
- Schmid, K.R.; Olschewski, K. (1984): Die Aussagefähigkeit von Radonmessungen in der Uranprospektion.- Forschungsbericht BMFT FB Nr. 314 5691-UR 1812 O, 83 S.
- Schroeder, G.L.; Kraner, H.W.; Evans, R.D. (1965): Diffusion of radon in several naturally occurring soil types.- *J. Geophys. Res.*, 70, 2: 471-474
- Schulz, H.; Horn, W.; Ohlendorf, F.; Schönefeld, K. (2001): Bewertung des Radonrisikos eines Baugrundes.- in: AKURA (Arbeitskreis Uranbergbau und radioaktive Altlasten)-Loseblattsammlung (2000): Übersicht über die Messung von Radon und Radonzerfallsprodukten.- Blatt H7, 13 S.

- Scott, A.G. (1992): Site characterization for radon supply potential: a progress report.- *Health Phys.*, 62, 5: 422-428
- Segovia, N.; Mena, M.; Pena, P.; Tamez, E.; Seidel, J.L.; Monnin, M.; Valdes, C. (1999): Soil radon times series: Survey in seismic and volcanic areas.- *Rad. Meas.*, 31: 307-312
- Segovia, N.; Mena, M.; Tamez, E. (1993): Radon monitoring related to a subduction zone in Mexico.- *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 22, 1-4: 435-440
- Seminsky, K.Z.; Bobrov, A.A. (2009): Radon activity of faults (western Baikal and southern Angara areas).- *Russ. Geol. Geophys.*, 50: 682-692
- Severne, B.C. (1978): Evaluation of radon systems at Yeelirrie, Western Australia.- *J. Geochem. Explor.*, 9: 1-22
- Shapiro, M.H.; Melvin, J.D.; Tombrello, T.A.; Mendenhall, M.H.; Larson, P.B.; Whitcomb, J.H. (1981): Relationship of the 1979 southern California radon anomaly to a possible regional strain event.- *J. Geophys. Res.*, 86, B 3: 1725-1730
- Shapiro, M.H.; Melvin, J.D.; Tombrello, T.A.; Whitcomb, J.H. (1980): Automated radon monitoring at a hard-rock site in the southern California Transverse Ranges.- *J. Geophys. Res.*, 85, B 6: 3058-3064
- Shapiro, M.H.; Rice, C.A.; Mendenhall, M.H.; Melvin, J.D.; Tombrello, T.A. (1985): Recognition of environmentally caused variations in radon time series.- *PA Geophys.*, 122: 309-326
- Sharman, G. (1992): Seasonal and spatial variations in Rn-222 and Rn-220 in soil gas, and implications for indoor radon levels.- *Environm. Geochem. Health*, 14, 4: 113-120
- Shiratoi, K. (1927): The variation of radon activity of hot springs.- *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, Ser. 3, 16: 614-621
- Siehl, A. (1991): Radonpotential und Radonbelastung im ostbayerischen Raum.- *Ber. Bayer. StmLU*, 8 S.
- Singh, M.; Kumar, M.; Jain, R.K.; Chatrath, R.P. (1999): Radon in ground water related to seismic events.- *Rad. Meas.*, 30: 465-469
- Singh, S.; Sharma, D.K.; Dharb, S; Randhawa, S.S. (2006): Geological significance of soil gas radon: A case study of Nurpur area, district Kangra, Himachal Pradesh, India.- *Rad. Meas.*, 41: 482-485
- Slunga, E. (1988): Radon classification of building ground.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 39-42
- Smethurst, M.A.; Strand, T.; Sundal, A.V.; Rudjord, A.L. (2008): Large-scale radon hazard evaluation in the Oslofjord region of Norway utilizing indoor radon concentrations, airborne gamma ray spectrometry and geological mapping.- *Sci. Total Environm.*, 407: 379-393
- Smith, A.R.; Wollenberg, H.A.; Mosier, D.F. (1980): Roles of radon-222 and other natural radionuclides in earthquake prediction.- in: Gesell, T.F.; Lowder, W.M. (Hrsg.): *The natural radiation environment, III.*- 154-174, *Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Energy Rep. CONF-780422*

- Smith, A.Y.; Barretto, P.M.C.; Pournis, S. (1976): Radon methods in uranium exploration.- in: IAEA (Hrsg.): Exploration for uranium ore deposits.- 185-211
- Somogyi, G.; Hunyadi, I.; Hakl, J. (1989): Historical review of one decade radon measurements in Hungarian caves performed by solid state nuclear track detection technique.- in: Inst. Nucl. Res. Hungarian Acad. Sci. (Hrsg.): Atomki Report.- 3-12, Contrib. 10th Intern. Congr. of Speleology, Budapest, 13. - 20.8.1989
- SSK (Strahlenschutzkommission, 2002): Leitfaden zur Messung von Radon, Thoron und ihren Zerfallsprodukten.– Veröffentl. der Strahlenschutzkommission, 47, 162 S.
- Stadt Hagen (2010): Stadtpläne der Stadt Hagen.- Homepage der Stadt (http://www.hagen.de/web/de/webseiten/sp/sp_04/SP-04.html), zuletzt besucht am 4.8.2010
- Stadt Iserlohn (2010): Radon.- Homepage der Stadt (<http://www.iserlohn.de/Radon.313.0.html>), zuletzt besucht am 4.8.2010
- Stadt Wuppertal (2010): Radon.- Homepage der Stadt (<http://www.wuppertal.de/rathaus-buergerservice/umweltschutz/boden/102370100000163159.php>), zuletzt besucht am 4.8.2010
- Steele, S.R. (1981): Radon and hydrologic anomalies on the Rough Creek fault: possible precursors to the M 5.1 eastern Kentucky earthquake, 1980.- *Geophys. Res. Lett.*, 8, 5: 465-468
- Steele, S.R. (1985): Anomalous radon emanation at local and regional distances preceding earthquakes in the new Madrid seismic zone and adjacent areas of the central Mid-Continent of North America, 1981-84.- *PA Geophys.*, 122: 353-368
- Stegemann, R. (1994): Ermittlung bodenphysikalischer Parameter zur Kennzeichnung der Radonmigration.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 92 S.
- Stevens, D.N.; Rouse, G.E.; DeVoto, R.H. (1971): Radon-222 in soil gas: three uranium exploration case histories in the Western United States.- in: Boyle, R.W.; McGerrigle, J.I. (Hrsg.): *Geochemical exploration.*- Can. Inst. Min. Metall., Spec. Vol. 11: 258-264
- Stoffels, M. (1996): Nachweis tektonischer Störungen durch Radonmessungen in der Bodenluft am Beispiel des Leuchtenberg-Grabens bei Kahla/Thüringen.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 126 S.
- Stranden, E.; Kolstad, A.K. (1985): Radon exhalation from the ground; method of measurements and preliminary results.- *Sci. Total Environm.*, 45: 165-172
- Stranden, E.; Kolstad, A.K.; Lind, B. (1984 a): Radon exhalation: moisture and temperature dependence.- *Health Phys.*, 47, 3: 480-484
- Stranden, E.; Kolstad, A.K.; Lind, B. (1984 b): The influence of moisture and temperature on radon exhalation.- *Rad. Prot. Dosim.*, 7, 1-4: 55-58
- Stranden, E.; Strand, T. (1988): Radon in an alum shale rich Norwegian area.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 367-370

- Strong, K.P.; Levins, D.M. (1982): Effect of moisture content on radon emanation from uranium ore and tailings.- *Health Phys.*, 42, 1: 27-32
- Sun, K.; Guo, Q.; Zhuo, W. (2004): Feasibility for mapping radon exhalation rate from soil in China.- *J. Nucl. Sci. Technol.*, 41, 1: 86-90
- Sundal, A.V.; Henriksen, H.; Lauritzen, S.E.; Soldal, O.; Strand, T.; Valen, V. (2004): Geological and geochemical factors affecting radon concentrations in dwellings located on permeable glacial sediments – a case study from Kinsarvik, Norway.- *Environm. Geol.*, 45: 843-858
- Sundal, A.V.; Valen, V.; Soldal, O.; Strand, T. (2008): The influence of meteorological parameters on soil radon levels in permeable glacial sediments.- *Sci. Total Env.*, 389: 418-428
- Surbeck, H. (1988): The search for radon sources, a multidisciplinary task.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 431-434
- Surbeck, H. (1991): Radium und Radon im Boden: Meßtechnische und geologische Aspekte.- in: Völkle, H., Borchardt, D. (Hrsg.): *Messung von Radon und Radon-Folgeprodukten.*- Fachverband für Strahlenschutz, FS-91-56-T: 132-141, Verlag TÜV Rheinland
- Surbeck, H. (1993): Überlegungen zum Radonrisiko eines Baugrundes.- *int. Bericht, Bundesamt für Gesundheitswesen*, 12 S.
- Surbeck, H.; Piller, G. (1992): Die Suche nach der Ursache erhöhter Radonkonzentrationen in Wohnräumen in der Region La Chaux-de-Fonds.- in: Bundesamt für Gesundheitswesen (Hrsg.): *Radonprogramm Schweiz "RAPROS". Bericht über die Ergebnisse der Jahre 1987 - 1991.*- 129-148
- Swakon, J.; Kozak, K.; Paszkowski, M.; Gradzinski, R.; Loskiewicz, 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.- *J. Environm. Radioact.*, 78: 137-149
- Taipale, T.T.; Winqvist, K. (1985): Seasonal variations in soil gas radon concentration.- *Sci. Total Environm.*, 45: 121-126
- Talwani, P.; Moore, W.; Chiang, J. (1980): Radon anomalies and microearthquakes at Lake Jocassee, South Carolina.- *J. Geophys. Res.*, 85, B 6: 3079-3088
- Tanner, A.B. (1964): Radon migration in the ground: a review.- in: Adams, J.A.S.; Lowder, W.M. (Hrsg.): *The natural radiation environment, I.*- 161-190, Rice Univ. Semicentennial Publ., Univ. Chicago Press
- Tanner, A.B. (1980): Radon migration in the ground: a supplementary review.- in: Gesell, T.F.; Lowder, W.M. (Hrsg.): *The natural radiation environment, III.*- 5-56, Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Energy Rep. CONF-780422
- Tanner, A.B. (1986): Geological factors that influence radon availability.- in: *Indoor Radon.- Air Pollution Control Ass.*, SP-54: 1-12, Proc. Air Pollution Control Ass., Intern. Specialty Conf., Philadelphia, 24. - 26.2.1986

- Tanner, A.B. (1988): A tentative protocol for measurement of radon availability from the ground.- Rad. Prot. Dosim. 24, 1/4: 79-83
- Tanner, A.B. (1991 a): Error in measuring radon in soil gas by means of passive detectors.- Nucl. Geophys., 5, 1/2: 25-30
- Tanner, A.B. (1991 b): Methods of characterization of ground for assessment indoor radon potential at a site.- in: Gundersen, L.C.S.; Wanty, R.B. (Hrsg.): Field studies of radon in rocks, soils, and water.- U.S. Geol. Surv. Bull., 1971: 1-18
- Telford, W.M. (1983): Radon mapping in the search for uranium.- in: Fitch, A.A. (Hrsg.): Developments in geophysical exploration methods, 4.- 155-194, Applied Science Publ.
- Teng, T.L. (1980): Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor.- J. Geophys. Res., 85, B 6: 3089-3099
- Teng, T.L.; Sun, L.-F. (1986): Research on groundwater radon as a fluid phase precursor to earthquakes.- J. Geophys. Res., 91, B 12: 12305-12313
- Teuscher, E.O.; Budde, E. (1957): Emanationsmessungen im Nabburger Flußspatrevier.- Geol. Bav., 35: 5-59
- Thinova, L.; Fronka, A.; Rovenska, K. (2011): A pilot study of the dependence of radon concentration on the tectonic structure, using simple geophysical methods.- Rad. Prot. Dosim., 145, 2-3: 159-165
- Thomas, D.M. (1988): Geochemical precursors to seismic activity.- PA Geophys., 126: 241-266
- Thomas, D.M.; Cuff, K.E.; Cox, M.E. (1986): The association between ground gas radon variations and geologic activity in Hawaii.- J. Geophys. Res., 91, B 12: 12186-12198
- Thomas, J.W. (1991): A review of surveys of indoor radon measurements in Czechoslovakia.- in: Barnet, I. (Hrsg.): Radon investigations in Czechoslovakia, II.- 1-12,
- Titov, V.K.; Venkov, V.A.; Chernik, D.A.; Mishina, M.V. (2000): Classification of mineral deposits according to the degree of radon release.- Atomic Energy, 88, 6: 456-461
- Treutler, H.C.; Freyer, K.; Devantier, R. (1998): Radonmessungen in der Bodenluft – Ein Methodenvergleich.- in: Winter, M.; Henrichs, K.; Doerfel, H. (Hrsg.): Radioaktivität in Mensch und Umwelt.- Fachverband für Strahlenschutz, FS-98-98-T: 385-390, Verlag TÜV Rheinland
- Tsunomori, F.; Kuo, T. (2010): A mechanism for radon decline prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake in Japan.- Rad. Meas., 45: 139-142
- Ulomov, V.I.; Marashev, B.Z. (1968): A precursor of a strong tectonic earthquake.- Dokl. Akad. Sci. USSR, Engl. Transl., Earth Sci. Sect., 176, 1-6: 9-11
- UNSCEAR-Report (1982): Ionizing radiation: sources and biological effects.- 673 S.
- Urbani, F.; LaBrecque, J.J.; Flores, N.; Cordoves, P.R. (2006): Soil gases (^{222}Rn , ^{220}Rn and total radon) and ^{214}Bi measurements across El Avila fault near Caracas, Venezuela.- J. Radioanal. Nucl. Chem., 269, 1: 187-193

- Varley, N.R.; Flowers, A.G. (1993): Radon in soil gas and its relationship with some major faults of SW England.- *Environm. Geochem. Health*, 15, 2/3: 145-151
- Vasarhelyi, A.; Csige, I.; Hakl, J.; Hunyadi, I. (1997): Spatial distribution of radon content of soilgas and well-waters measured with etched track radon monitors.- *Rad. Meas.*, 28, 1-6: 685-690
- Vaupotic, J.; Andjelov, M.; Kobal, I. (2002): Relationship between radon concentrations in indoor air and in soil gas.- *Environm. Geol.*, 42: 583-587
- VDI-Richtlinie 3865, Blatt 2 (1988): Messen organischer Bodenverunreinigungen – Techniken für die aktive Entnahme von Bodenluftproben.- 57 S.
- VDI-Richtlinie 3865, Blatt 3 (1998): Messen organischer Bodenverunreinigungen – Gaschromatographische Bestimmung von niedrigsiedenden organischen Verbindungen in Bodenluft nach Anreicherung an Aktivkohle oder XAD-4 und Desorption mit organischem Lösungsmittel.- 32 S.
- VDI-Richtlinie 3865, Blatt 4 (2000): Messen organischer Bodenverunreinigungen – Gaschromatographische Bestimmung von niedrigsiedenden organischen Verbindungen in Bodenluft durch Direktmessung.- 36 S.
- VDI-Richtlinie 3865, Blatt 1 (1992): Messen organischer Bodenverunreinigungen – Meßplanung für Bodenluft-Untersuchungsverfahren.- 8 S.
- Vogler, G. (1960): Ursachen emanometrischer Anomalien.- *Z. Geophys.*, 26, 2: 57-71
- Vogt, W. (1935): Radiologische Untersuchungen im Radiumbad Brambach.- *Z. Geophys.*, 11: 29-35
- Voutilainen, A.; Castren, O.; Mäkeläinen, I.; Winqvist, K.; Arvela, H. (1988): Radiological characteristics of a village on uraniferous granitic ground in Finland.- *Rad. Prot. Dosim.*, 24, 1/4: 333-337
- Wakita, H.; Nakamura, Y.; Notsu, K.; Noguchi, M.; Asada, T. (1980): Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake.- *Science*, 207, 4433: 882-883
- Wakita, H.; Nakamura, Y.; Sano, Y. (1988): Short-term and intermediate-term geochemical precursors.- *PA Geophys.*, 126: 267-278
- Walia, V.; Lin, S.J.; Hong, W.L.; Fu, C.C.; Yang, T.F.; Wen, K.L.; Chen, C.-H. (2009): Continuous temporal soil-gas composition variations for earthquake precursory studies along Hsincheng and Hsinhua faults in Taiwan.- *Rad. Meas.*, 44: 934-939
- Walia, V.; Mahajan, S.; Kumar, A.; Singh, S.; Bajwa, B.S.; Dhar, S.; Yang, T.F. (2008): Fault delineation study using soil-gas method in the Dharamsala area, NW Himalayas, India.- *Rad. Meas.*, 43: S337-S342
- Walia, V.; Virk, H.S.; Bajwa, B.S.; Sharma, N. (2003): Relationships between radon anomalies and seismic parameters in N-W Himalaya, India.- *Rad. Meas.*, 36: 393-396

- Wang, G.; Liu, C.; Wang, J.; Liu, W.; Zhang, P. (2006): The use of soil mercury and radon gas surveys to assist the detection of concealed faults in Fuzhou City, China.- *Environm. Geol.*, 51: 83-90
- Warren, R.K. (1977): Recent advances in uranium exploration with electronic alpha cups.- *Geophysics*, 42, 5: 982-989
- Washington, J.W.; Rose, A.W. (1990): Regional and temporal relations of radon in soil gas to soil temperature and moisture.- *Geophys. Res. Lett.*, 17, 6: 829-832
- Washington, J.W.; Rose, A.W. (1992): Temporal variability of radon concentration in the interstitial gas of soils in Pennsylvania.- *J. Geophys. Res.*, 97, B 6: 9145-9159
- Watson, J.C.; Selby, A.R. (1992): Some measurements of radon in south west England.- *Geotechn. Geol. Engineering*, 10: 95-115
- Weigel, F. (1978): Radon.- *Chem. Z.*, 102, 9: 287-299
- Werner, T. (1993): Konzentration und Migration von Radon in Böden und Lockergesteinen am Fallbeispiel Bühlkopf bei Ellweiler.- unveröffentl. Diplomarb. Univ. Bonn, 92 S.
- WHO (World Health Organization, 2009): WHO Handbook on indoor radon.- 110 S.
- Wiegand, J. (1993): Geochemische und radiometrische Untersuchungen an den Graniten des Neunburg-Thansteiner Massivs (Oberpfalz).- *Bonner geowiss. Schr.*, 10, 117 S.
- Wiegand, J. (1996): The topographic situation - an important topic on radon risk mapping.- in: Barnett, I.; Neznal, M. (Hrsg.): Radon investigations in the Czech Republic VI and the third international workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping.- 62-71
- Wiegand, J. (2001): A guideline for the evaluation of the soil radon potential based on geogenic and anthropogenic parameters.- *Environm. Geol.*, 40:949-963
- Wilkening, M.H. (1980): Radon transport processes below the earth's surface.- in: Gesell, T.F.; Lowder, W.M. (Hrsg.): The natural radiation environment, III.- 90-104, *Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Energy Rep. CONF-780422*
- Wilkening, M.H. (1985): Radon transport in soil and its relation to indoor radioactivity.- *Sci. Total Environm.*, 45: 219-226
- Winkler, R.; Ruckerbauer, F.; Bunzl, K. (2001): Radon concentration in soil gas: a comparison of variability resulting from different methods, spatial heterogeneity and seasonal fluctuations.- *Sci. Total Environm.*, 272: 273-282
- Witte, H. (1926): Bestimmung des Radium-Emanationsgehaltes von Erd- und Quellgasen in Bad Brambach.- *Z. Geophys.*, 2: 181-187
- Woith, H.; Enge, W.; Gencoglu, S.; Matthes, G.; Pekdeger, A.; Zschau, J. (1989): On the feasibility of monitoring radon in soil gas and groundwater as a precursor to earthquakes.- in: Zschau, J.; Ergünay, O. (Hrsg.): Turkish-German earthquake research project.- 112-129
- Worm, R. (1986): Das gaskinetische Verhalten von Radon unter dem Einfluß von Bodenwasser in Lockergesteinen über verdeckten Uranvorkommen.- *Diss.*, 204 S.

- Xue, S.; Dickson, B.; Wu, J. (2008): Application of ^{222}Rn technique to locate subsurface coal heatings in Australian coal mines.- *Int. J. Coal Geol.*, 74: 139-144
- Yarborough, K.A. (1980): Radon- and thoron-produced radiation in National Park Service caves.- in: Gesell, T.F.; Lowder, W.M. (Hrsg.): *The natural radiation environment, III.*- 1371-1395, *Nat. Techn. Inform. Service, U.S. Dept. of Energy Rep. CONF-780422*
- Yokel, F.Y.; Tanner, A.B. (1992): Site exploration for radon source potential.- *NISTIR 5135*, 61 S.
- Zmazek, B.; Todorovski, L.; Zivcic, M.; Dzeroski, S.; Vaupotic, J.; Kobal, I. (2003): Application of decision trees to the analysis of soil radon data for earthquake prediction.- *Appl. Rad. Isot.*, 58: 697-706
- Zmazek, B.; Todorovski, L.; Zivcic, M.; Dzeroski, S.; Vaupotic, J.; Kobal, I. (2006): Radon in a thermal spring: Identification of anomalies related to seismic activity.- *Appl. Rad. Isot.*, 64: 725-734
- Zmazek, B.; Zivcic, M.; Vaupotic, J.; Bidovec, M.; Poljak, M.; Kobal, I. (2003): Soil radon monitoring in the Krsko Basin, Slovenia.- *Appl. Rad. Isot.*, 56: 649-657
- Žunic, Z.S.; Kozak, K.; Ciotoli, G.; Ramola, R.C.; Kochowska, E.; Ujic, P.; Celikovic, I.; Mazur, J.; Janik, M.; Demajo, A.; Birovljev, A.; Bochicchio, F.; Yarmoshenko, I.V.; Kryeziu, D.; Olko, P. (2007): A campaign of discrete radon concentration measurements in soil of Niška Banja town, Serbia.- *Rad. Meas.*, 42: 1696-1702

| Verantwortung für Mensch und Umwelt |

Kontakt:

Bundesamt für Strahlenschutz

Postfach 10 01 49

38201 Salzgitter

Telefon: + 49 30 18333 - 0

Telefax: + 49 30 18333 - 1885

Internet: www.bfs.de

E-Mail: ePost@bfs.de

Gedruckt auf Recyclingpapier aus 100 % Altpapier.



Bundesamt für Strahlenschutz