



Gestion INIS
Doc. Enreg. le 11/12/2001
N° TRN FR0200883

A 1001624



FR0200883

COMMISSARIAT À L'ÉNERGIE ATOMIQUE

**MISE AU POINT D'UNE MÉTHODOLOGIE
PRÉDICTIVE DES ZONES À FORT POTENTIEL
D'EXHALATION DU RADON**

par

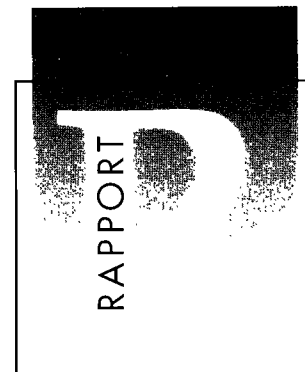
Géraldine IELSCH

INSTITUT DE PROTECTION ET DE SURETÉ
NUCLÉAIRE

DÉPARTEMENT DE PROTECTION
DE L'ENVIRONNEMENT

SERVICE D'ÉTUDES ET DE RECHERCHES SUR LA
GÉOSPHERE ET L'ÉLIMINATION DES DECHETS

CEA FONTENAY-AUX-ROSES



DIRECTION DES TECHNOLOGIES
DE L'INFORMATION

**RAPPORT
CEA-R-5968**

INSTITUT DE PROTECTION ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE

2001

RAPPORT CEA-R-5968 – Géraldine IELSCH

« MISE AU POINT D'UNE METHODOLOGIE PREDICTIVE DES ZONES A FORT POTENTIEL D'EXHALATION DU RADON ».

Résumé - Le radon 222, gaz radioactif naturel, est produit par la désintégration du radium 226 lui-même descendant de l'uranium 238 présent dans les roches et les sols. L'inhalation du radon et de ses descendants constitue un risque sanitaire potentiel pour l'Homme. En effet, le radon pouvant s'accumuler dans les milieux confinés tels que les bâtiments, est responsable du tiers de l'exposition radiologique totale de la population générale aux rayonnements. La principale difficulté rencontrée dans la gestion du risque relatif au radon dans les bâtiments est liée à la grande variabilité de l'exposition au radon sur le territoire national. Il apparaît alors nécessaire de prévoir les zones où la densité des bâtiments à forts niveaux de radon est susceptible d'être la plus importante. L'exposition au radon varie en fonction du degré de confinement de l'habitat, du mode de vie des occupants et surtout de l'émission du radon à la surface du sol (exhalation) sur lequel est construit le bâtiment. Ce travail de thèse a pour objectif d'élaborer une méthodologie permettant de déterminer les zones à fort potentiel d'exhalation du radon à la surface du sol. La démarche adoptée s'appuie sur une quantification du flux de radon en surface, à partir d'une caractérisation précise des principaux paramètres géologiques et pédologiques locaux, qui contrôlent la source du radon ainsi que son transport jusqu'à l'interface sol/atmosphère. L'originalité de la méthodologie proposée tient dans la combinaison d'une analyse cartographique croisée des paramètres intégrés dans un Système d'Information Géographique et d'un modèle simplifié du transport vertical du radon par diffusion dans l'espace poral du sol. Cette approche, validée sur deux transects-types aux contextes géologiques différents, conduit à des prévisions majoritairement en accord avec les observations de terrain, qui permettent de distinguer des zones à plus fort potentiel d'exhalation, d'une étendue de quelques kilomètres carrés.

2001 – Commissariat à l'Energie Atomique - France

RAPPORT CEA-R-5968 – Géraldine IELSCH

“DEVELOPMENT OF A PREDICTIVE METHODOLOGY FOR IDENTIFYING HIGH RADON EXHALATION POTENTIAL AREAS.”

Abstract - Radon 222 is a radioactive natural gas originating from the decay of radium 226 which itself originates from the decay of uranium 238 naturally present in rocks and soil. Inhalation of radon gas and its decay products is a potential health risk for man. Radon can accumulate in confined environments such as buildings, and is responsible for one third of the total radiological exposure of the general public to radiation. The problem of how to manage this risk then arises. The main difficulty encountered is due to the large variability of exposure to radon across the country. A prediction needs to be made of areas with the highest density of buildings with high radon levels. Exposure to radon varies depending on the degree of confinement of the habitat, the lifestyle of the occupants and particularly emission of radon from the surface of the soil on which the building is built. The purpose of this thesis is to elaborate a methodology for determining areas presenting a high potential for radon exhalation at the surface of the soil. The methodology adopted is based on quantification of radon exhalation at the surface, starting from a precise characterization of the main local geological and pedological parameters that control the radon source and its transport to the ground/atmosphere interface. The methodology proposed is innovative in that it combines a cartographic analysis, parameters integrated into a Geographic Information System, and a simplified model for vertical transport of radon by diffusion through pores in the soil. This methodology has been validated on two typical areas, in different geological contexts, and gives forecasts that generally agree with field observations. This makes it possible to identify areas with a high exhalation potential within a range of a few square kilometers.

2001 – Commissariat à l'Energie Atomique - France

- Rapport CEA-R-5968 -

CEA Fontenay-aux-Roses

Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire

Département de Protection de l'Environnement

Service d'Études et de Recherches sur la Géosphère et l'élimination des Déchets

MISE AU POINT D'UNE MÉTHODOLOGIE PRÉDICTIVE DES ZONES
À FORT POTENTIEL D'EXHALATION DU RADON

par

Géraldine IELSCH

Avril 2001

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
U.F.R. Sciences et Techniques

Année 2000

THESE

pour l'obtention du grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITE de BRETAGNE OCCIDENTALE

Discipline : GEOSCIENCES

présentée par

Géraldine IELSCH

**MISE AU POINT D'UNE METHODOLOGIE PREDICTIVE DES
ZONES A FORT POTENTIEL D'EXHALATION DU RADON**

Soutenue le 16 octobre 2000 devant la Commission d'Examen :

Rapporteurs :

M. Xavier ORTEGA : Professeur à l'Universitat Politecnica de Catalunya,
Barcelona (Espagne)
M. Philippe ROSSI : Responsable de projet, Docteur d'Etat, B.R.G.M., Orléans

Examineurs :

M. Georges TYMEN : Professeur à l'U.B.O, Brest, directeur de thèse
M. René MAURY : Professeur à l'U.B.O., Brest
M. Henri METIVIER : Directeur de Recherches à l'I.P.S.N. (CEA), Fontenay-aux-
Roses
M. Christian WALTER : Maître de Conférence à l'INRA-ENSA, Rennes.

Personnalité invitée :

M. Jean-Claude BAUBRON : Directeur du Service Géologique Régional de Lorraine,
B.R.G.M., Nancy

Remerciements

Ce travail de thèse a été effectué à l'Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire (IPSN), du Commissariat à l'Énergie Atomique (CEA), au sein du Laboratoire d'Études et d'Intervention Radon et Polluants Atmosphériques (LEIRPA), en collaboration avec le Laboratoire de Recherches Appliquées Atmosphère Hydrosphère de l'Université de Bretagne Occidentale (LARAAT, U.B.O., Brest).

Je tiens à remercier Marie-Christine Robé, chef du LEIRPA, pour m'avoir accueillie dans son équipe et pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail.

Je remercie également Bernard Bonin et Jean-Marc Péres, qui ont dirigé successivement le Service d'Études et de Recherches sur la Géosphère et l'élimination des Déchets, ainsi que Jean-Claude Barescut, chef du Département de Protection de l'Environnement, à l'IPSN, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans de très bonnes conditions.

J'exprime toute ma reconnaissance au Professeur Georges Tymen (responsable du LARAAT), qui a consacré du temps à diriger mon travail, avec des discussions constructives et fructueuses.

J'adresse mes sincères remerciements à monsieur le Professeur Xavier Ortega (Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona) et à monsieur le Docteur Philippe Rossi (BRGM, Orléans) pour avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse et pour le temps qu'ils y ont consacré.

Je suis également extrêmement reconnaissante à messieurs Jean-Claude Baubron (Directeur du Service Géologique Régional de Lorraine, Vandoeuvre), René Maury (Professeur à l'U.B.O., Brest), Henri Métivier (Directeur de Recherches au CEA, Clamart) et Christian Walter (Maître de Conférence à l'MRA, Rennes) pour l'honneur qu'ils me font en participant à la Commission d'Examen et pour l'intérêt qu'ils ont montré à ce travail.

Un remerciement très spécial revient à mes compagnons de route au quotidien du LEIRPA, tant pour leur soutien que pour leurs compétences, contribuant ainsi au bon déroulement de ma thèse : Cécile Ferry pour les discussions enrichissantes sur le sujet et son assistance sur la partie modélisation, Patrick Richon pour son appui technique et ses nombreux conseils, Didier Haristoy, Alain Bénéito et Alain Thoreux, pour leur aide précieuse en laboratoire et sur le terrain, et Véronique Labed pour son appui scientifique.

Je n'oublie pas non plus Stéphanie Demongeot à qui j'ai eu la chance de succéder, qui m'a fait bénéficier de son expérience sur la cartographie radon, et que je remercie également pour son aide en spectrométrie gamma.

Ce travail a été mené en collaboration avec le BRGM. Je tiens particulièrement à remercier Denis Thiéblemont pour sa disponibilité, son apport scientifique et son soutien permanent. Je remercie également Joël Le Métour pour m'avoir accueillie dans son unité (Cartographie géologique) lors de ma venue à Orléans, François Béchenec pour les données cartographiques de Bretagne non éditées, Olivier Rouzeau pour ses conseils concernant les S.I.G., José Perrin et Didier Bonijoly pour les données aéroportées de Bretagne.

Mes remerciements vont également à Pierre Curmi, de l'Unité Sol et Agronomie de Rennes-Quimper (MRA), pour sa collaboration et pour avoir accepté de prendre en charge la cartographie pédologique sur le transect breton, ainsi qu'à Salah Douma et Mathieu Lamandé qui ont réalisé ces levés de terrain.

Je suis également très reconnaissante à Philippe Pirard et Margot Tirmarache (IPSN|DPAD|SEGR|LEADS) pour leur collaboration dans le cadre du programme Environnement et Santé.

Je remercie Claudine Noyon de la DDASS de Quimper, ainsi que Véronique Rissons et Olivier Duclos de la DDASS de Montpellier, pour leur appui sur le terrain concernant les mesures des niveaux radon domestiques.

J'adresse également mes sincères remerciements à Alain Coutelle (Professeur à l'U.B.O., Brest) pour ses commentaires constructifs concernant la partie « purement géologique » de ce manuscrit.

J'exprime également ma sympathie et ma reconnaissance à tous ceux que j'ai côtoyé pendant ces trois années, dont le soutien amical et l'aide ont contribué à l'ambiance chaleureuse de chaque jour et au bon déroulement de mon travail.

Je souhaite associer à ces remerciements Martial Caroff (Maître de Conférence à l'U.B.O., Brest), qui m'a initiée aux travaux de recherche et soutenue dans ces premiers pas, et dont l'enthousiasme et les compétences m'ont certainement encouragée à poursuivre dans cette belle aventure du doctorat.

TABLE DES MATIERES GENERALE

Remerciements.....	1
Liste des figures.....	9
Liste des tableaux.....	13
Introduction	15
CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART.....	19
I. Le radon : origine et propriétés.....	21
I.1. Propriétés nucléaires.	21
I.2. Propriétés chimiques et physiques.	23
II. De l'émanation à l'exhalation du radon.....	24
II.1. Genèse et libération du radon : son émanation.	24
II.2. Les voies et mécanismes de transport du radon dans le sous-sol et le sol.....	27
II.2.1. Migration du radon par diffusion moléculaire dans l'espace intergranulaire.	27
II.2.2 Transport du radon par convection et/ou advection.	29
II.2.3. Les phénomènes d'interaction entre phase transportée et phase immobile.	30
III. Géologie de l'uranium et du radium : la source du radon dans le sous-sol.....	30
III.1. Remarques préliminaires sur les affinités chimiques des éléments et leur distribution dans les différentes enveloppes de la Terre.	31
III.1.1. Les affinités chimiques des éléments.	31
III.1.2. La différenciation physique et chimique du globe terrestre.	32
III.2. La croûte continentale : genèse et composition.	32
III.3. Distribution géochimique et abondance de l'uranium dans les minéraux et les roches de la croûte. .	33
III.3.1. Propriétés chimiques de l'uranium.	34
III.3.2. Abondance globale de l'uranium dans la croûte.	34
III.3.3. Minéralogie de l'uranium.	35
III.3.4. Distribution et abondance de l'uranium dans les différents types pétrologiques.	36
III.4. Abondance du radium dans les roches.....	40
IV. Le radon dans le sol, milieu d'interface entre la roche et l'atmosphère.....	41
IV.1. Le sol : source de radon.....	41
IV.2. Le sol : milieu de transfert du radon.....	42
V. Influence des paramètres météorologiques sur l'exhalation du radon et sa concentration dans les basses couches de l'atmosphère.	43
VI. La cartographie radon : état des connaissances en France et à l'étranger.	44
VI.1. Introduction.	44
VI.2. Les différentes approches.	45
La cartographie du potentiel d'exhalation du radon : quelle démarche adopter ?	51

CHAPITRE 2 : DEMARCHE GENERALE ET METHODES D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES	53
I. Démarche générale	55
I.1. Echelle d'analyse cartographique.	55
I.2. Paramètres étudiés.	56
I.3. Présentation des deux zones d'étude sélectionnées pour valider la méthodologie.....	57
I.3.1. Contexte géographique du transect de Bretagne.	58
I.3.2. Contexte géographique du transect du Languedoc.	59
II. Méthodes et techniques de mesures des niveaux de radon dans l'environnement extérieur (sol et atmosphère) et dans l'habitat.	61
II.1. Rappel sur les définitions des unités de mesures.	62
II.2. Mesure en continu de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.	62
II.3. Mesures ponctuelles de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon surfacique.	65
II.4. Mesure de l'activité volumique du radon dans l'habitat.	66
III. Caractérisation du terme source du radon dans la roche et le sol	66
III.1. Caractérisation chimique (teneurs en U) des formations géologiques.....	66
III.1.1. Classification lithologique des formations géologiques.....	66
III.1.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.....	67
III.2. Quantification du terme source du radon dans le sol.....	67
III.3. Levés radiométriques aéroportés.....	68
IV. Cartographie des unités pédologiques et quantification des propriétés physiques des sols.	70
IV.1. Caractérisation de la couverture pédologique des sites de mesures des niveaux de radon.....	70
IV.2. Cartographies des unités de sols des transects à l'échelle 1/50 000.	73
IV.3. Quantification des propriétés physiques des sols de l'ensemble des sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon.	73
V. Outils de traitement et d'interprétation des données.	74
V.1. Représentation cartographique croisée des résultats : intégration des données dans un Système d'Information Géographique.	74
V.2. Approche théorique : développement d'un outil de quantification du flux de radon à la surface du sol à partir des caractéristiques géologiques et pédologiques locales (<i>TRACHGEO</i>).	77

CHAPITRE 3 : MISE EN EVIDENCE DE L'INFLUENCE DE LA LITHOGEOCHIMIE SUR L'EXHALATION DU RADON 81

I. Remarques préliminaires sur les roches plutoniques hercyniennes.....	83
I.1. Les différentes classifications des granitoïdes collisionnels.....	83
I.2. La classification adoptée.	86
I.3. Application de cette classification.....	87
I.4. Relation entre les différents types de granitoïdes et leurs teneurs en uranium.....	88
II. Lithogéochimie du transect de Bretagne du Sud.	96
II.1. Caractéristiques géologiques du transect.	96
II.1.1. Contexte géologique régional.	96
II.1.2. Géologie de la zone étudiée.	97
II.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.	98
II.2.1. Classification lithologique des formations géologiques.....	98
II.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.	102
II.2.2.1. Les granitoïdes.	102
II.2.2.2. Les formations métamorphiques.	104
II.2.2.3. Les formations sédimentaires.	109
II.2.3. Synthèse des résultats.....	109
II.3. Comparaison des levés au sol (carte lithogéochimique) et des levés aéroportés (cartes radiométriques).	111
II.3.1. Levés radiométriques des teneurs en eU et lithogéochimie.....	111
II.3.2. Comparaison de la carte radiométrique du rapport eTh/eU et de la carte lithogéochimique. ..	115
III. Lithogéochimie du transect du Languedoc.....	117
III.1. Contexte géologique.	117
III.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.	122
III.2.1. Classification lithologique.	122
III.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.	122
III.2.3. Synthèse des résultats.	123
IV. Impact des caractéristiques lithogéochimiques sur le signal radon dans l'environnement extérieur et dans l'habitat.....	127
IV.1. Influence de la lithogéochimie sur les niveaux de radon dans le sol et dans l'atmosphère.....	127
IV.1.1. Transect de Bretagne.	127
IV.1.2. Transect du Languedoc.	137
IV.2. Implication des variations lithogéochimiques sur l'hétérogénéité des activités volumiques du radon dans l'habitat.	142
IV.2.1. Transect de Bretagne.	142
IV.2.2. Transect du Languedoc.	143
IV.3. Cas particulier des ultramylonites de la zone de cisaillement sud armoricaine.....	147
IV.4. Apport des levés radiométriques aéroportés (teneurs en eU) dans le cadre de la cartographie du potentiel d'exhalation du radon (transect breton).....	148
IV.5. Conclusions du chapitre.	150

**CHAPITRE 4 : IMPACT DES PROPRIETES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES
SOLS SUR L'EXHALATION DU RADON ET QUANTIFICATION DU FLUX
SURFACIQUE..... 157**

**I. Traitement cartographique et statistique des résultats de classification et de caractérisation
physico-chimique des sols : corrélations avec les niveaux de radon mesurés..... 159**

I.1. Résultats de la caractérisation des sols et de la cartographie des unités pédologiques sur les sites de mesures des niveaux de radon.	159
I.2. La typologie génétique des sols : un critère d'identification des sols à fort potentiel d'exhalation du radon ?.....	160
I.3. Exploitation des caractéristiques physiques et morphologiques des sols sur l'ensemble des sites de mesures des niveaux radon.....	161
I.3.1 Relation entre la texture, la porosité du sol et le type d'horizon.....	162
I.3.1.1. Relation entre texture et type d'horizon.....	162
I.3.1.2. Relation entre texture et porosité – horizon et porosité.....	164
I.3.2. Rôle des propriétés physiques du sol sur le taux d'exhalation du Rn.....	165
I.4. Variation du potentiel source du radon dans le sol : activité en radium des sols.....	165
I.4.1. Variations des activités en radium 226 et en uranium 238 des sols.....	165
I.4.2. Mise en évidence du contrôle de la chimie de la roche mère sur l'activité en radium 226 et en uranium 238 du sol.....	166
I.4.3. Incidence de l'activité en radium du sol sur l'exhalation du radon.....	172

II. Quantification du flux de radon à la surface du sol, à partir des caractéristiques chimiques et physiques de la roche et du sol..... 174

II.1. Etude de l'impact des propriétés du sol sur l'exhalation du radon : tests de <i>TRACHGEO</i> sur l'ensemble des sites situés sur un sous-sol uranifère considéré homogène.....	174
II.2. Résultats de quantification de l'exhalation du radon sur l'ensemble des sites étudiés sur les deux zones - Discussion sur la validité de la prévision du flux de radon par <i>TRACHGEO</i>	181
II.3. Discussion sur les points de divergence quant à l'estimation du flux de radon par <i>TRACHGEO</i>	191
II.4. Conclusions du chapitre.....	197

CHAPITRE 5 : PERSPECTIVES DE MISE EN OEUVRE DE LA METHODOLOGIE PROPOSEE EN TANT QU'OUTIL CARTOGRAPHIQUE PREDICTIF DES ZONES A FORT POTENTIEL RADON EN FRANCE.....	201
I. Projet d'application de la méthodologie en tant qu'outil cartographique prédictif du potentiel d'exhalation du radon à la surface des sols.....	203
I.1. Définition de classes de potentiel d'exhalation du radon.....	203
I.2. Exemple d'application de cette démarche sur le transect breton.	205
II. Perspectives d'amélioration de la méthodologie proposée à ce jour.....	208
II.1. Des paramètres géologiques supplémentaires à prendre en compte ?	208
II.2. Quelle est l'importance de l'effet des caractéristiques des bâtiments sur le potentiel radon dans l'habitat et comment les intégrer dans la cartographie prédictive ?	212
 <i>Conclusion générale.....</i>	 <i>213</i>
<i>Références bibliographiques.....</i>	<i>217</i>
<i>Annexes.....</i>	<i>227</i>
<i>Lexique géologique.....</i>	<i>273</i>

ANNEXES

ANNEXE 2-1 : équipements du laboratoire mobile utilisé pour cartographier, en continu, l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.....	229
ANNEXE 2-2 : techniques de mesures de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon à l'interface sol/atmosphère.	231
ANNEXE 2-3 : principe de la mesure par spectrométrie gamma de l'activité en radium 226 et en uranium 238 des sols.	235
ANNEXE 2-4 : triangle de texture du GEPPA (Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie Appliquée, 1981).	238
ANNEXE 2-5: détail de la modélisation adoptée pour le développement de l'outil <i>TRACHGEO</i> qui quantifie le flux de radon à la surface du sol.	239
ANNEXE 3-1 : étude lithogéochimique des granitoïdes ; tableaux de synthèse des analyses compilées et diagrammes de classification.	243
ANNEXE 3-2 : tableaux de synthèse des caractéristiques chimiques des orthogneiss (ensemble des analyses compilées).	251
ANNEXE 3-3 : tableaux de synthèse des caractéristiques chimiques des métasédiments et des amphibolites (ensemble des analyses compilées).	252
ANNEXE 3-4 : résultats des mesures des niveaux de radon effectuées dans l'environnement extérieur et dans l'habitat.	253
ANNEXE 3-5 : calculs d'incertitude.....	260
ANNEXE 4-1 : transect breton, exemple de fiche descriptive des profils de sols caractérisés sur les sites de mesures des niveaux de radon.	263
ANNEXE 4-2 : carte pédologique au 1/50 000 (réduction au 1/270 000) du transect breton, caractérisant les sites de mesures des niveaux de radon.	266
ANNEXE 4-3 : A) Secteurs d'étude sélectionnés sur le transect du Languedoc, pour la cartographie des unités pédologiques au 1/50 000. B) Exemple de fiche descriptive synthétisant les caractéristiques des profils de sols sur les 34 sites de mesures des niveaux de radon correspondant à ces secteurs.	267
ANNEXE 4-4 : résultats des mesures par spectrométrie gamma de l'activité du radium 226 et de l'uranium 238 des sols.	270

LISTE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE 1 :

<i>Figure 1-1.a : L'uranium 238 et ses descendants</i>	21
<i>Figure 1-1.b : Le thorium 232 et ses descendants</i>	22
<i>Figure 1-1.c : L'uranium 235 et ses descendants</i>	22
<i>Figure 1-2. Schéma descriptif des mécanismes d'émanation et d'exhalation du radon</i>	25
<i>Figure 1-3. Carte des moyennes arithmétiques départementales de l'activité volumique du radon dans l'habitat, sur la base des mesures réalisées dans le cadre de la campagne nationale menée par l'IPSN, de 1982 à 2000 (source IPSN-DPHD/SEGR/LEADS)</i>	46
<i>Figure 1-4. Carte des moyennes arithmétiques communales de l'activité volumique du radon dans l'habitat, sur la base des mesures réalisées dans le cadre de la campagne nationale menée par l'IPSN et la DGS, de 1982 à 2000 (source IPSN-DPHD/SEGR/LEADS)</i>	47

CHAPITRE 2 :

<i>Figure 2-1. Localisation des zones étudiées dans le cadre du programme Environnement et Santé 1997-2000 sur la carte géologique de la France (au 1/1 000 000 d'après Chantraine et al., 1996)</i>	57
<i>Figure 2-2. Localisation du transect de Bretagne et des itinéraires de mesures et de levés cartographiques</i>	59
<i>Figure 2-3. Localisation du transect du Languedoc. Les itinéraires de mesures et de levés cartographiques sont également représentés</i>	60
<i>Figure 2-4. Paysage du transect du Languedoc : vignes sur la bordure méridionale du lac du Salagou</i>	61
<i>Figure 2-5. Transect de Bretagne : localisation des itinéraires de cartographie de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère et des sites de mesures de l'activité volumique du radon dans les sols, du flux de radon en surface et d'échantillonnage des sols</i>	63
<i>Figure 2-6. Transect du Languedoc : localisation des itinéraires de cartographie de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère et des sites de mesures de l'activité volumique du radon dans les sols, du flux de radon en surface et d'échantillonnage des sols</i>	64
<i>Figure 2-7. Photographie du laboratoire mobile sur un des itinéraires de Bretagne</i>	65
<i>Figure 2-8. Exemple de profil type de sol : brunisol sur granite</i>	71
<i>Figure 2-9. Description des différentes étapes de réalisation d'une carte géologique digitalisée à l'échelle 1/50 000. Exemple du travail effectué à partir des minutes des cartes de Rosporden et de Plouay (Béchenec, comm.perso.) correspondant à la partie centrale du transect breton</i>	76

CHAPITRE 3 :

Figure 3-1. Diagramme Th/U versus U (ppm) pour les granites-leucogranites peralumineux.....	90
Figure 3-2. Diagramme Th/U versus U (ppm) pour les granodiorites-granites peralumineux.....	90
Figure 3-3. Rapport moyen Th/U en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les deux sous-types de granitoïdes peralumineux.....	91
Figure 3-4.a. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les granitoïdes subalcalins.....	92
Figure 3-4.b. Diagramme du rapport moyen Th/U en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les granitoïdes subalcalins.....	93
Figure 3-5.a. Rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les granitoïdes calco-alcalins.....	94
Figure 3-5.b. Diagramme du rapport Th/U moyen en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les granitoïdes calco-alcalins.....	94
Figure 3-6. Contexte géologique du transect : carte géologique simplifiée de Bretagne.....	96
Figure 3-7.a. Carte géologique au 1/50 000 du transect breton.....	99
Figure 3-7.b. Légende de la carte géologique au 1/50 000 du transect breton.....	100
Figure 3-8. Carte lithologique du transect breton.....	101
Figure 3-9. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les orthogneiss.....	105
Figure 3-10. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les métasédiments.....	108
Figure 3-11. Carte lithogéochimique du transect de Bretagne.....	110
Figure 3-12. Carte radiométrique des teneurs en eU obtenue par levés aéroportés (a), comparée à la carte lithogéochimique (b).....	112
Figure 3-13. Répartition des teneurs en eU (ppm) sur les différents massifs de granites-leucogranites peralumineux.....	113
Figure 3-14. Répartition des teneurs en eU (ppm) sur les différents massifs granitiques peralumineux de type granodiorites-granites.....	113
Figure 3-15. Répartition des teneurs en eU (ppm) sur les différents massifs métagranitiques.....	114
Figure 3-16. Carte radiométrique du rapport eTh/eU (a), comparée à la carte lithogéochimique (b).....	116
Figure 3-17. Contexte géologique du transect du Languedoc : carte géologique simplifiée et localisation du transect.....	119
Figure 3-18.a. Carte géologique au 1/50 000 du transect du Languedoc.....	120
Figure 3-18.b. Légende de la carte géologique au 1/50 000 du transect du Languedoc.....	121
Figure 3-19. Carte lithologique du transect du Languedoc.....	125
Figure 3-20. Carte lithogéochimique du transect languedocien.....	126
Figure 3-21. Transect breton : profils des niveaux de radon mesurés comparés aux variations lithogéochimiques le long des deux itinéraires.....	129
Figure 3-22. Transect de Bretagne : superposition des cartographies de l'activité volumique du radon mesurée dans l'atmosphère et de la lithogéochimie.....	130
Figure 3-23. Transect de Bretagne : superposition du flux de radon mesuré à la surface du sol et de la lithogéochimie.....	131
Figure 3-24. Transect de Bretagne : superposition de l'activité volumique du radon mesurée dans le sol et de la lithogéochimie.....	132
Figure 3-25. Transect du Languedoc : superposition des cartographies de l'activité volumique du radon mesurée dans l'atmosphère et de la lithogéochimie.....	139
Figure 3-26. Transect du Languedoc : superposition du flux de radon mesuré en surface du sol et de la lithogéochimie.....	140
Figure 3-27. Transect du Languedoc : superposition de l'activité volumique du radon mesurée dans le sol et de la lithogéochimie.....	141
Figure 3-28. Transect breton : superposition des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la carte lithogéochimie.....	144
Figure 3-29. Transect languedocien : superposition des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la carte lithogéochimie.....	145
Figure 3-30. Zone de Bretagne : profils des niveaux de radon mesurés dans le sol et à l'interface sol/atmosphère et des teneurs en eU mesurées par levés aéroportés.....	149
Figure 3-31. Extrapolation de la classification lithogéochimique aux différents massifs de granitoïdes français.....	152
Figure 3-32. Carte schématique des bassins permien français (Châteauneuf et Farjanel, 1989).....	154

CHAPITRE 4 :

Figure 4-1-. Activité en uranium (^{238}U) des sols en fonction de leur activité en radium (^{226}Ra).	166
Figure 4-2. Superposition de la teneur en radium (activité en ^{226}Ra) des sols et de la lithogéochimie sur le transect breton.	167
Figure 4-3. Superposition de la teneur en Ra (activité en ^{226}Ra) des sols et de la lithogéochimie (teneur en U total) sur le transect du Languedoc.....	168
Figure 4-4. Superposition de la teneur en U (activité en ^{238}U) des sols et de la lithogéochimie sur le transect breton.	169
Figure 4-5. Superposition de la teneur en U (activité en ^{238}U) des sols et de la lithogéochimie sur le transect du Languedoc.....	170
Figure 4-6. Corrélation entre l'activité en radium 226 du sol et les niveaux de radon mesurés dans le sol (a) et en surface (b).....	173
Figure 4-7. Représentation cartographique des flux de Rn mesurés sur les sites situés sur les lithologies uranifères.	176
Figure 4-8. Test 1 : représentation cartographique des flux de Rn recalculés par TRACHGEO, sur les sites situés sur les lithologies uranifères.	177
Figure 4-9. Test 2 : représentation cartographique des flux de Rn recalculés par TRACHGEO, sur les sites situés sur les lithologies uranifères.	179
Figure 4-10. Transect breton : représentation cartographique des concentrations en Rn mesurées dans l'habitat (mesure intégrée sur 2 mois au minimum, réalisée en hiver). Les zones à fort potentiel d'exhalation du radon mises en évidence d'après les estimations de TRACHGEO sont encadrées.	180
Figure 4-11. Représentation cartographique des flux de radon mesurés sur le transect breton.	184
Figure 4-12. Représentation cartographique des flux de radon théoriques estimés à partir de TRACHGEO (TEST 1) sur la totalité des sites du transect breton.	185
Figure 4-13. Représentation cartographique des flux de radon théoriques estimés à partir de TRACHGEO (TEST 2) sur la totalité des sites du transect breton.	186
Figure 4-14. Représentation cartographique des flux de radon mesurés sur le transect languedocien.	188
Figure 4-15. Représentation cartographique des flux de radon théoriques estimés à partir de TRACHGEO (TEST 1) sur les sites du transect languedocien où les paramètres mesurés ont permis de réaliser ce test.	189
Figure 4-16. Représentation cartographique des flux de radon théoriques estimés à partir de TRACHGEO (TEST 2) sur 25 sites du transect languedocien où les données acquises in situ ont permis de réaliser ce test.	190
Figure 4-17. Comparaison des flux de radon expérimentaux et calculés sur les sites où les valeurs théoriques sous-estiment les valeurs mesurées de plus de 70 %.	191
Figure 4-18.a. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.	193
Figure 4-18.b. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.	194
Figure 4-18.c. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.	196

CHAPITRE 5 :

Figure 5-1. Exemple du transect breton : estimation des classes de potentiel d'exhalation du radon à partir de la méthodologie développée.	206
Figure 5-2. Exemple d'interpolation spatiale du potentiel d'exhalation du radon estimé, en chaque site étudié sur le transect de Bretagne, à partir de la méthodologie développée.	207
Figure 5-3. Transect breton : extrapolation du potentiel d'exhalation du radon estimé en chaque site étudié à l'unité définie par une lithogéochimie et une couverture de sol (levés au 1/50 000). Le potentiel est estimé à partir de la méthodologie développée dans cette thèse.	207
Figure 5-4. Superposition de la carte lithogéochimique des granitoides et de la fracturation d'après les levés de la carte géologique de la France au 1/1 000 000.....	210
Figure 5-5. Carte de la sismicité instrumentale de la France de 1962 à nos jours	211

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1 :

Tableau 1-1. Propriétés nucléaires des trois principaux isotopes du radon.....	23
Tableau 1-2. Propriétés physiques du Rn. (rapport NCRP n° 97, 1988).....	24
Tableau 1-3. Teneurs en uranium de différentes roches magmatiques.....	38
Tableau 1-4. Teneurs en uranium des principales roches sédimentaires.....	39
Tableau 1-5. Teneurs en uranium des principales roches métamorphiques.....	40
Tableau 1-6. Activités du radium 226 dans les grands types de roches.....	40

CHAPITRE 3 :

Tableau 3-1. Gammes des teneurs moyennes en uranium des différents types de granitoïdes.....	95
Tableau 3-2. Caractéristiques lithogéochimiques des granitoïdes du transect breton.....	103
Tableau 3-3. Caractéristiques lithogéochimiques des orthogneiss (métagranitoïdes) du transect breton.....	107
Tableau 3-4. Gammes des teneurs moyennes (par formation) en uranium des différentes lithologies observées sur le transect breton.....	109
Tableau 3-5. Gammes des teneurs moyennes en uranium des différentes lithologies observées sur le transect du Languedoc.....	124
Tableau 3-6. Transect de Bretagne : synthèse des résultats obtenus après analyse cartographique croisée de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés dans le sol, à l'interface sol/atmosphère et dans l'atmosphère.....	135
Tableau 3-7. Transect du Languedoc : synthèse des résultats obtenus après analyse cartographique croisée de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés dans le sol, à l'interface sol/atmosphère et dans l'atmosphère.....	138
Tableau 3-8. Transect de Bretagne : synthèse obtenue après croisement des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la lithogéochimie.....	146
Tableau 3-9. Transect du Languedoc : synthèse obtenue après croisement des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la lithogéochimie.....	146

CHAPITRE 4 :

Tableau 4-1. Répartition des classes texturales en fonction du type d'horizon.....	163
Tableau 4-2. Type d'horizon relié à sa porosité volumique moyenne.....	164
Tableau 4-3. Texture du sol reliée à sa porosité volumique moyenne.....	165
Tableau 4-4. Caractéristiques radiochimiques des sols (activité en ^{226}Ra) comparées à la géochimie (teneur en U) du sous-sol.....	171
Tableau 4-5. Caractéristiques radiochimiques des sols (activité en ^{238}U) comparées à la géochimie (teneur en U) du sous-sol.....	171
Tableau 4-6. Répartition des niveaux élevés de Rn dans le sol et à sa surface en fonction de la teneur en radium du sol. Synthèse effectuée sur les deux transects.....	172
Tableau 4-7. Confrontation des résultats théoriques et expérimentaux obtenus sur les sites du transect de Bretagne (a), du Languedoc (b) et sur la totalité des sites étudiés sur les deux zones (c).....	187
Tableau 4-8. Valeurs expérimentales et calculées par TRACHGEO, des flux de radon en surface et des concentrations en radon dans le sol, correspondant aux sites où les valeurs théoriques de flux sous-estiment les valeurs mesurées de plus de 70 %.....	192

CHAPITRE 5 :

<i>Tableau 5-1. Classification du potentiel d'exhalation du radon à partir de la lithogéochimie.</i>	204
<i>Tableau 5-2. Classification du potentiel d'exhalation du radon reposant sur la lithogéochimie et les propriétés des sols.</i>	204

Introduction

Le radon 222 est un gaz radioactif d'origine naturelle, produit par la désintégration du radium 226 lui-même descendant de l'uranium 238 présent dans les roches et les sols. L'inhalation du radon et de ses descendants constitue un risque sanitaire potentiel pour l'Homme. En effet, le radon peut s'accumuler dans les milieux confinés tels que les bâtiments et il est ainsi responsable d'un peu plus du tiers de l'exposition radiologique totale de la population générale aux rayonnements (UNSCEAR, 1988). En outre, les résultats des études épidémiologiques menées chez l'Homme, en particulier sur les cohortes de mineurs d'uranium, ont conduit le Centre international de recherche sur le cancer à classer le radon comme cancérigène pulmonaire certain (NRC, 1988).

Il existe des techniques de réduction des niveaux de radon dans les bâtiments souvent simples et peu coûteuses à l'échelle individuelle. Ainsi, la politique de gestion du risque radon développée dans les différents pays passe par la définition de valeurs de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère des bâtiments en terme de seuils de référence pour le déclenchement d'actions. Les seuils préconisés diffèrent fortement d'un Etat à l'autre. La Commission de l'Union européenne a notamment émis des recommandations dans lesquelles sont proposés les seuils de 400 Bq.m⁻³, en concentration moyenne annuelle, dans l'habitat existant et de 200 Bq.m⁻³ dans l'habitat futur (CCE, 1990). Les valeurs indiquées sont simplement recommandées et chaque Etat est libre de son champ d'action. En France, la section de la radioprotection du Conseil Supérieur d'Hygiène Publique de France (C.S.H.P.F.) a émis récemment un avis et des recommandations, en particulier pour les Etablissements Recevant du Public (E.R.P.). Les pouvoirs publics, prenant en compte l'avis du C.S.H.P.F., ont classé l'exposition au radon en trois niveaux (DGS 99/46, 1999). Le seuil d'alerte de l'activité volumique du radon dans les bâtiments existants, au-delà duquel des actions correctrices doivent être impérativement conduites, est fixé à 1000 Bq.m⁻³ en moyenne annuelle. Entre 400 et 1000 Bq.m⁻³, il est souhaitable d'entreprendre des actions correctrices simples et en dessous de 400 Bq.m⁻³, la situation ne justifie pas d'action correctrice particulière.

La principale difficulté rencontrée dans la gestion du risque relatif au radon dans l'habitat est liée à la grande variabilité de l'exposition au radon sur le territoire national. En conséquence, toute politique de dépistage implique la mise en œuvre de moyens importants. Dans la perspective d'une élaboration de programmes de gestion du risque, il apparaît alors nécessaire de développer une méthodologie prédictive permettant de définir les zones où la densité des bâtiments à forts niveaux

de radon est susceptible d'être la plus importante. L'identification de zones prioritaires permettrait alors de cibler les actions des pouvoirs publics, en particulier les mesures de dépistage dans les bâtiments existants, et de prévoir des recommandations dans les constructions futures.

L'exposition au radon varie en fonction de différents facteurs : le degré de confinement de l'habitat conditionné par ses caractéristiques architecturales, le mode de vie des occupants et surtout l'émission de radon à la surface du sol sur lequel est construit le bâtiment. Malgré une période relativement courte de 3,82 jours, le radon ^{222}Rn formé dans la roche et/ou le sol peut migrer sur une distance suffisamment longue avant sa désintégration, pour s'échapper à la surface du sol en quantité parfois importante. On définit ainsi l'exhalation du radon par le nombre d'atomes de radon émis à l'air libre, à la surface du matériau dans lequel il s'est formé. L'exhalation du radon à la surface du sol est le résultat de l'interaction de nombreux paramètres géologiques et pédologiques, et des mécanismes physiques impliqués dans l'émanation du radon et dans sa migration. Les atomes de radon sont dits émanés lorsqu'ils sont libérés dans les pores de leur milieu de formation (roche et/ou sol) et libres de migrer.

Ce travail de thèse a pour objectif d'élaborer une méthodologie permettant de déterminer les zones à fort potentiel d'exhalation du radon à la surface du sol. La démarche adoptée s'appuie sur une quantification du flux de radon en surface, à partir d'une caractérisation précise des principaux paramètres géologiques et pédologiques locaux, qui contrôlent la source du radon ainsi que son transport jusqu'à l'interface sol/atmosphère. L'originalité de la méthodologie proposée tient dans la combinaison d'une analyse cartographique croisée des paramètres intégrés dans un Système d'Information Géographique et d'un modèle simplifié du transport vertical du radon par diffusion dans l'espace poral du sol. Ce dernier, appelé *TRACHGEO* (Transport du RADon dans une Couche Homogène limitée à sa base par une formation GEOlogique) permet de quantifier le flux de radon en surface, en fonction des propriétés chimiques et physiques de la roche et du sol. L'objectif principal consiste à valider cette méthodologie sur deux zones-types, au contexte géologique différent et situées en Bretagne et dans le Languedoc, à partir de mesures réalisées *in situ* du flux de radon à la surface du sol et de l'activité volumique du radon dans le sol, dans l'atmosphère et dans l'habitat.

Le *chapitre 1* s'attache tout d'abord à rappeler les propriétés du radon et les notions fondamentales concernant les mécanismes impliqués dans sa formation et sa migration, contribuant à son exhalation à la surface du sol. Dans cette première partie, nous examinons également quels sont les paramètres géologiques, pédologiques et atmosphériques qui influent sur l'émission de radon. Enfin, à partir d'une étude bibliographique, nous dressons un bilan synthétique des

différentes approches testées en France et à l'étranger, destinées à établir une cartographie du potentiel radon.

La démarche choisie pour mener à bien ce travail de recherche est ensuite décrite dans le *chapitre 2*. Les méthodes de mesures, ainsi que les outils de traitement et d'analyse des données acquises, y sont explicités. Les deux zones d'étude sélectionnées pour valider la méthodologie élaborée sont également présentées.

La première étape de ce travail a été de quantifier et de cartographier le potentiel source du radon dans le sous-sol, c'est-à-dire d'attribuer à chaque formation géologique des zones étudiées, une gamme de teneurs probables en uranium. Nous décrivons dans *le chapitre 3* comment cette étude géochimique a pu être réalisée. Les variations spatiales des teneurs en uranium sont confrontées aux variations des niveaux de radon mesurés, en vue d'étudier l'influence de la lithogéochimie sur l'exhalation du radon. Ce chapitre a partiellement fait l'objet d'une communication et d'une première publication (Ielsch et al., 1999 ; Ielsch et al., sous presse).

Néanmoins, la lithogéochimie ne permet pas d'expliquer les variations à plus grande échelle de l'exhalation du radon. Dans *le chapitre 4*, nous étudions si l'hétérogénéité spatiale de certaines propriétés chimiques et physiques des sols apporte un élément de réponse. Les prévisions obtenues par plusieurs tests de l'outil de quantification du flux de radon en surface (*TRACHGEO*) sont comparées aux mesures et discutées.

Enfin, dans le *dernier chapitre*, est examiné l'apport des résultats obtenus par la méthodologie développée, dans la perspective de l'application de celle-ci en tant qu'outil cartographique de prévision des zones à fort potentiel d'exhalation du radon et ainsi, d'aide à la gestion du risque sanitaire lié au radon dans l'habitat.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du **Programme « Environnement et Santé » 1997-2000** des ministères chargés de l'Environnement, de la Santé et de la Recherche (EN97C06, 1997). Entrepris par l'IPSN en collaboration avec le BRGM, ce programme a également suscité la participation de l'INRA de Rennes et des autorités locales (DDASS de Quimper et de Montpellier), et ainsi favorisé des échanges efficaces entre des spécialistes de compétences différentes.

CHAPITRE 1

ETAT DE L'ART

Genèse et transport du radon dans le sous-sol et le sol ; la « cartographie radon » en France et à l'étranger : apport des études précédentes.

Ce chapitre rappelle tout d'abord les propriétés du radon, ainsi que les mécanismes physiques gouvernant sa formation et son transport, depuis sa source (roche ou sol) jusqu'à la surface du sol.

On analyse également les différents paramètres géologiques, pédologiques et météorologiques contrôlant l'exhalation du radon.

Enfin, les différentes approches de « cartographie du radon » testées en France et à l'étranger y sont exposées et discutées, afin de justifier la démarche adoptée dans le cadre de ce travail.

Table des matières

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART.....	19
I. Le radon : origine et propriétés.....	21
I.1. Propriétés nucléaires.....	21
I.2. Propriétés chimiques et physiques.....	23
II. De l'émanation à l'exhalation du radon.....	24
II.1. Genèse et libération du radon : son émanation.....	24
II.2. Les voies et mécanismes de transport du radon dans le sous-sol et le sol.....	27
II.2.1. Migration du radon par diffusion moléculaire dans l'espace intergranulaire.....	27
II.2.2. Transport du radon par convection et/ou advection.....	29
II.2.3. Les phénomènes d'interaction entre phase transportée et phase immobile.....	30
III. Géologie de l'uranium et du radium : la source du radon dans le sous-sol.....	30
III.1. Remarques préliminaires sur les affinités chimiques des éléments et leur distribution dans les différentes enveloppes de la Terre.....	31
III.1.1. Les affinités chimiques des éléments.....	31
III.1.2. La différenciation physique et chimique du globe terrestre.....	32
III.2. La croûte continentale : genèse et composition.....	32
III.3. Distribution géochimique et abondance de l'uranium dans les minéraux et les roches de la croûte.....	33
III.3.1. Propriétés chimiques de l'uranium.....	34
III.3.2. Abondance globale de l'uranium dans la croûte.....	34
III.3.3. Minéralogie de l'uranium.....	35
III.3.4. Distribution et abondance de l'uranium dans les différents types pétrologiques.....	36
III.4. Abondance du radium dans les roches.....	40
IV. Le radon dans le sol, milieu d'interface entre la roche et l'atmosphère.....	41
IV.1. Le sol : source de radon.....	41
IV.2. Le sol : milieu de transfert du radon.....	42
V. Influence des paramètres météorologiques sur l'exhalation du radon et sa concentration dans les basses couches de l'atmosphère.....	43
VI. La cartographie radon : état des connaissances en France et à l'étranger.....	44
VI.1. Introduction.....	44
VI.2. Les différentes approches.....	45
<i>La cartographie du potentiel d'exhalation du radon : quelle démarche adopter ?</i>	<i>51</i>

I. Le radon : origine et propriétés.

I.1. Propriétés nucléaires.

Sur la Terre, on dénombre une vingtaine de radionucléides primordiaux. Parmi eux, l'uranium 235, l'uranium 238 et le thorium 232 conduisent, par décroissance radioactive α ou β , à plusieurs produits de filiation, eux-mêmes radioactifs, puis à un isotope stable du plomb (Fig. 1-1.a, 1-1.b, 1-1.c).

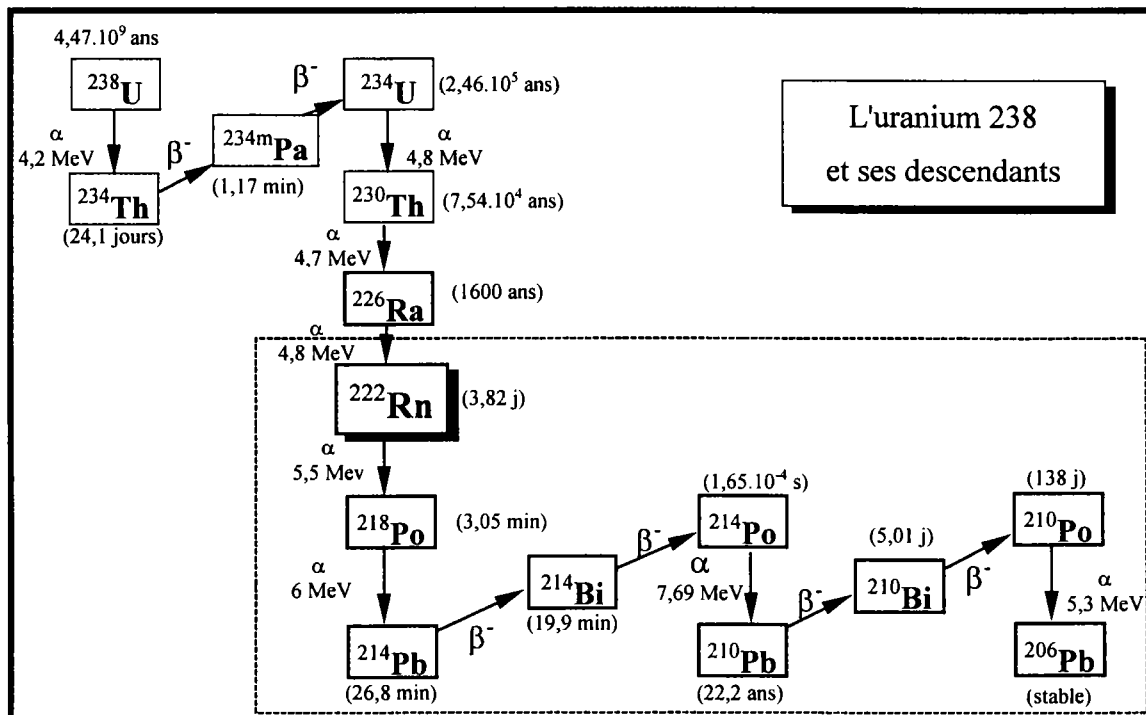
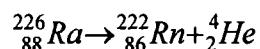


Figure 1-1.a : L'uranium 238 et ses descendants.

Ces éléments sont essentiellement présents dans la croûte terrestre et constituent les trois grandes familles radioactives naturelles. Chacune d'entre elles contient un isotope du radon, seul descendant à l'état de gaz dans les conditions environnementales.

Le radon est en effet produit par la désintégration alpha de l'élément radium. Un atome de radium solide se désintègre pour former un atome de radon gaz, en perdant deux protons et deux neutrons, c'est-à-dire un noyau d'hélium ou particule alpha. Le radium 226, par exemple, conduit à la formation d'un atome de radon 222 et à l'émission d'une particule alpha :



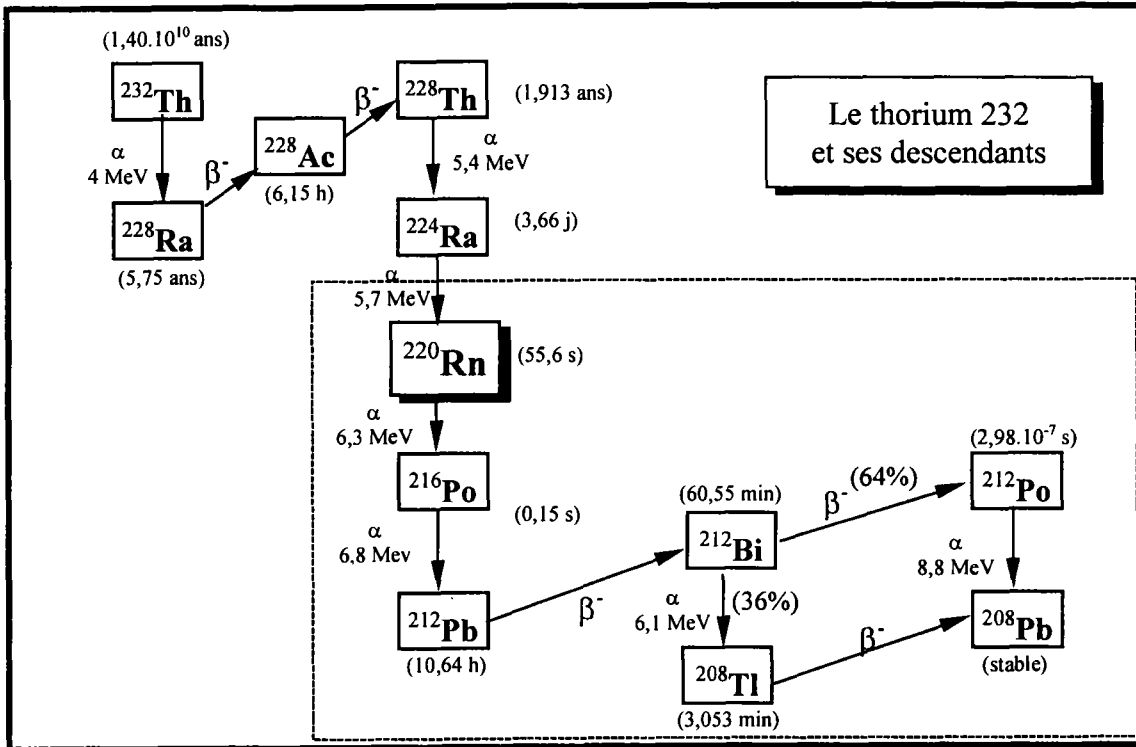


Figure 1-1.b : Le thorium 232 et ses descendants.

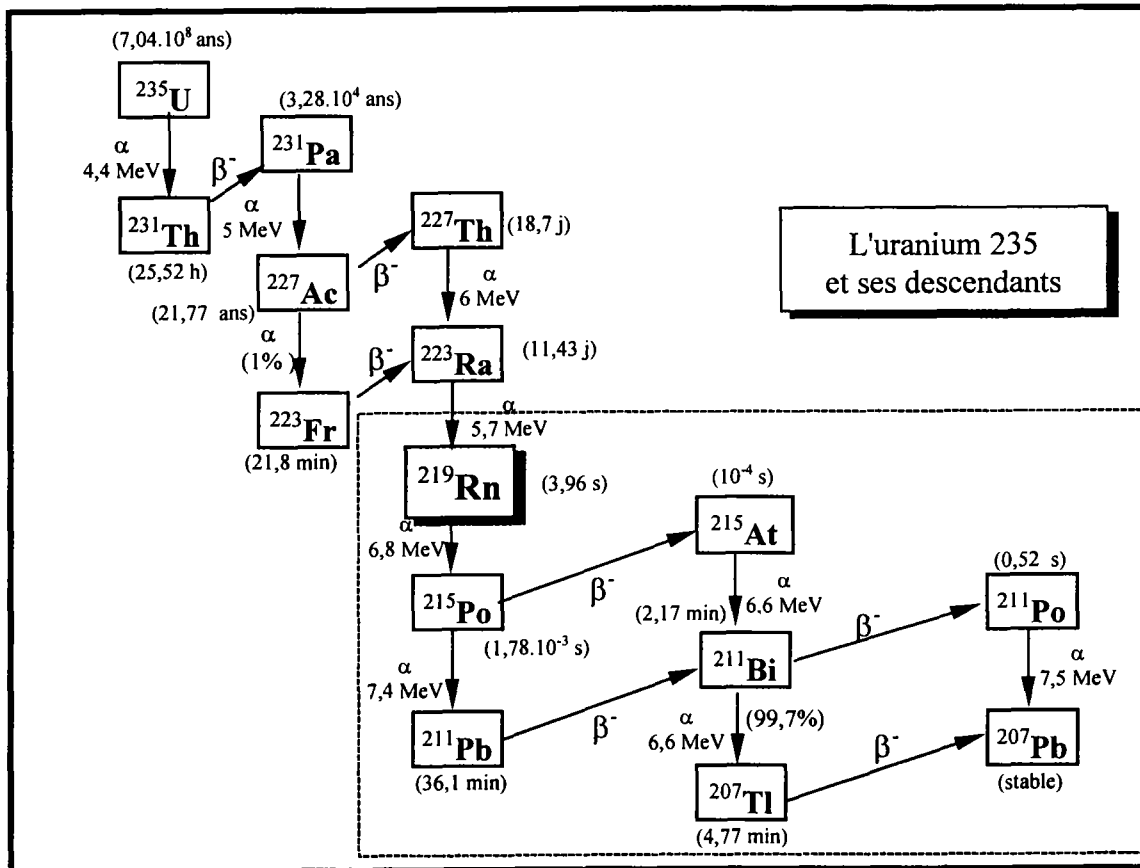


Figure 1-1.c : L'uranium 235 et ses descendants.

Au moment de la désintégration d'un atome de radium, le noyau de l'atome de radon néoformé acquiert une énergie d'environ 100 keV appelée énergie de recul (Flugge et Ziemens, 1939).

Parmi les 27 isotopes actuellement connus du radon, les trois principaux sont le radon 219 ou actinon, le radon 220 ou thoron, et le radon 222. Ces isotopes proviennent respectivement de la décroissance du radium 223, 224 et 226, eux-mêmes produits de filiation respectifs de l'uranium 235, du thorium 232 et de l'uranium 238. Les isotopes 219 et 220 ont une période de désintégration courte de 3,96 s et 55,6 s respectivement, et le radon 222, une demi-vie d'un peu moins de 4 jours (3,82 jours). Dans le tableau 1-1 sont résumées les propriétés nucléaires des trois principaux isotopes du radon.

Tableau 1-1. Propriétés nucléaires des trois principaux isotopes du radon.

Isotope précurseur de la famille radioactive	Isotope du radon	Nom	Energie de recul (keV)	Mode et énergie de désintégration (MeV)	Période radioactive
^{235}U	^{219}Rn	actinon	103	α (6,8)	3,96 s
^{232}Th	^{220}Rn	thoron	103	α (6,3)	55,6 s
^{238}U	^{222}Rn	radon	86	α (5,5)	3,82 j

Le radon est lui-même radioactif et se désintègre par émission alpha. Il donne naissance à des radionucléides à vie courte comme le polonium, le bismuth, le plomb, puis à du plomb stable (Fig. 1-1.a, 1-1.b, 1-1.c). Par exemple, le radon 222 engendre successivement des atomes de polonium 218, de plomb 214, de bismuth 214 et de polonium 214 (Fig. 1-1.a). Ceux-ci sont présents dans l'atmosphère sous forme de particules submicrométriques. L'isotope stable est le plomb 206.

C'est le radon 222, avec une période radioactive relativement longue ($\lambda = 2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ et $T = 3,82 \text{ j}$) et du fait de l'abondance naturelle de son précurseur relativement plus élevée (^{238}U), qui est l'isotope le plus communément rencontré. Ainsi, dans les propos qui suivent, nous nous attacherons à étudier exclusivement le radon 222 et le terme radon y fera référence.

I.2. Propriétés chimiques et physiques.

Le radon appartient à la famille des gaz rares ou groupe VIII dans la classification périodique de Mendeleïev. Il est incolore et inodore. Ses principales propriétés physiques sont résumées dans le tableau 1-2.

Tableau 1-2. Propriétés physiques du Rn. (rapport NCRP n° 97, 1988).

<i>Le radon</i>	
Numéro atomique (Z)	86
Gamme isotopique	200-226
Potentiel d'ionisation (eV)	10,7
Densité à 0 °C et 1 atm	9,73 g.l ⁻¹
Température de fusion (°C)	- 71
Point d'ébullition (°C, à 1atm)	- 62
Densité (kg.m ⁻³) :	
- phase liquide au point d'ébullition	4400
- gaz à 0°C et 760 mmHg	9.73
Coefficient de diffusion dans l'air	0,1 cm ² .s ⁻¹
Viscosité à 1 atm et 20 °C	229 micropoise
Pression critique	62 atm
Température critique	105 °C
Solubilité (cm ³ .l ⁻¹) dans l'eau à une pression partielle de 1 atm et une température de 0 °C.	510

Sa température de fusion et celle d'ébullition sont les plus élevées de celles des gaz nobles. Il est également un des gaz les plus lourds, avec une densité de 7,5 fois celle de l'air.

II. De l'émanation à l'exhalation du radon.

L'émission du radon à la surface du sol à l'échelle macroscopique, c'est-à-dire son exhalation, est le résultat des mécanismes gouvernant d'une part, la genèse et la libération du radon gaz dans les pores de son milieu source et d'autre part, sa migration depuis sa source jusqu'à l'interface sol/atmosphère. L'exhalation du radon en surface peut subir l'influence d'autres paramètres environnants telles que les conditions atmosphériques.

II.1. Genèse et libération du radon : son émanation.

L'émanation du radon est un mécanisme physique à étudier à l'échelle de l'assemblage microscopique des grains solides et des vides interstitiels constituant un milieu poreux (Tanner, 1964, 1980). Considérons, en effet, une roche ou un sol dont les grains minéraux contiennent du radium. L'émanation du radon, c'est-à-dire le mécanisme par lequel un atome de radon est libéré du

grain solide et atteint l'espace poral, est due à deux phénomènes physiques : le recul direct de l'atome de radon au moment de sa formation et sa diffusion dans le grain solide (Bossus, 1984). Leur importance relative dépend de la géométrie des grains et des pores, de la localisation du ^{226}Ra dans le grain (Semkow, 1990 ; Morawska et Phillips, 1993) et des fluides présents dans les pores (Fleisher, 1983). Au moment de la désintégration d'un atome de radium, le noyau de l'atome de radon néoformé acquiert une énergie dite de recul qui se traduit par un déplacement de l'atome de radon, appelé distance de recul, dans la direction opposée à celle de la particule alpha émise par l'atome de radium (Fig. 1-2).

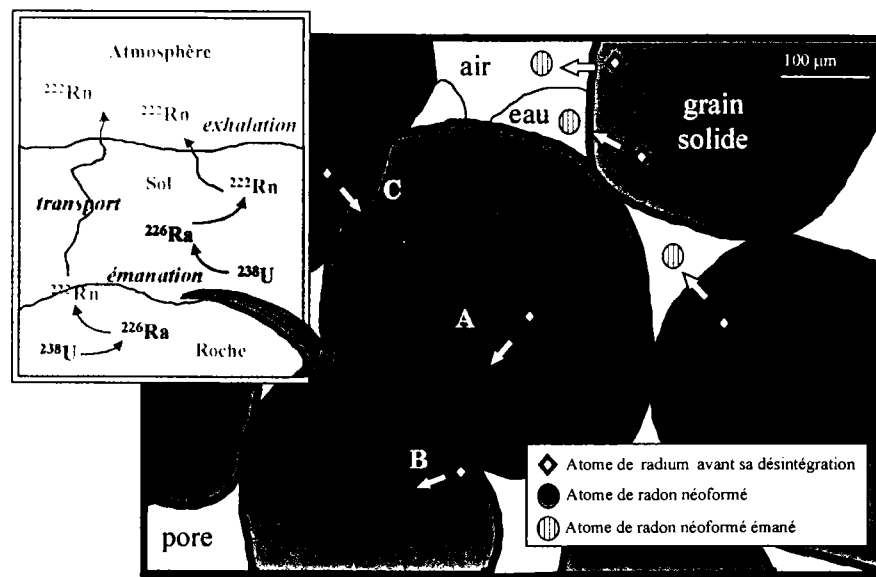


Figure 1-2. Schéma descriptif des mécanismes d'émanation (inspiré de Tanner, 1978) et d'exhalation du radon.

Ce mécanisme de recul direct est le phénomène le plus important dans l'émanation du radon. La distance de recul du radon varie suivant le matériau traversé. Elle est égale à environ 60 µm dans l'air, 90 nm dans l'eau (Wilkening, 1990; Semkow, 1990) et elle est encore plus faible dans les solides : entre 20 et 70 nm dans les minéraux, environ 30 nm dans les argiles et 40 nm dans les granites (Tanner, 1980 ; Semkow, 1990). La localisation de l'atome de radium dans le grain, sa proximité de la surface cristalline et la direction du recul de l'atome de radon (vers l'intérieur du grain ou vers la surface) vont déterminer si l'atome de radon néoformé atteindra ou non l'espace interstitiel. Par exemple, si un atome de radium se situe loin de la surface du grain, à une distance supérieure à la distance de recul du radon, l'atome de radon restera piégé dans le solide quelle que soit sa direction de recul (Fig. 1-2, cas A). Par ailleurs, même si l'atome de radium est proche de la surface, l'atome de radon peut rester dans le grain si son recul s'est effectué vers le coeur de la

particule solide (Fig. 1-2, cas B). Si la distance entre deux particules solides est inférieure à la distance de recul de l'atome de radon dans l'air ou dans l'eau, celui-ci pénétrera dans le grain voisin et ne pourra donc pas être libéré dans les pores (Fig. 1-2, cas C).

L'atome de radon peut, en outre, atteindre l'espace libre des pores par diffusion dans le grain solide. Cependant, le radon présente un coefficient de diffusion dans un solide très petit, 10^7 fois inférieur à celui dans l'air qui est d'environ $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$: seuls les atomes formés près de la surface des particules solides pourront atteindre les pores. La diffusion moléculaire est donc un mécanisme souvent négligeable dans l'émanation du radon.

Le facteur d'émanation (E) du matériau permet de quantifier l'émanation du radon. Il est défini comme le rapport du nombre d'atomes de radon parvenant dans les pores par unité de volume et de temps, sur le nombre total d'atomes de radon formés par unité de volume et de temps. Ce facteur est, par définition, compris entre 0 et 1. Il est généralement estimé entre moins de 0,1 et 0,4 dans les roches et entre 0,02 et 0,8 dans les sols (UNSCEAR, 1993 ; Porstendörfer, 1994). Il varie en fonction de la composition de la phase solide, de la répartition des atomes de radium dans le grain, de la taille des grains, de la taille des pores et de leur teneur en eau (Tanner, 1964 ; Nielson et al., 1982 ; Strong et Levins, 1982). En général, le facteur d'émanation du radon augmente avec la teneur en eau du milieu (Tanner, 1964, 1980 ; Strong et Levins, 1982 ; Pellegrini, 1997). En effet, la distance de recul de l'atome de radon est bien moindre dans l'eau que dans l'air : une augmentation de la teneur en eau dans les pores tend ainsi à diminuer la probabilité de piégeage dans le grain voisin de l'atome de radon néoformé et à augmenter la contribution du recul direct à l'émanation du radon.

Le radium 226 contenu dans les roches et les sols produit des atomes de radon 222 à un taux constant moyen estimé à environ $40 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$. Le radium 226 effectif, c'est à dire situés à une position favorable dans les particules solides d'un sol ou d'une roche pour permettre aux atomes de radon de s'échapper dans les pores, est évalué à environ $16 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$, pour un coefficient d'émanation de 0,4 environ (Wilkening, 1990). Seule une partie des atomes de radon émanés pourront atteindre l'interface sol/atmosphère avant de se désintégrer. Le taux de production du radon τ (en $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) du matériau considéré peut être calculé par la relation suivante :

$$\tau = E \cdot C_{\text{Ra}} \cdot \lambda ,$$

avec E : facteur d'émanation du radon (sans dimension) ;

C_{Ra} : activité du radium dans le matériau ($\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$) ;

λ : constante de désintégration du radon ($2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

II.2. Les voies et mécanismes de transport du radon dans le sous-sol et le sol.

Une fois libéré dans les pores de son milieu de formation, le radon peut migrer dans l'espace interstitiel libre à l'air. A l'échelle microscopique, ses voies de transport sont les pores ou macropores de la roche ou du sol. Le radon migre plus facilement dans les grès, les sables, certains dépôts glaciaires, les alluvions, que dans des formations argileuses par exemple. Il peut, en outre, atteindre des espaces gazeux plus importants. A l'échelle des formations géologiques, il s'agit, par exemple, des fractures, des failles, des cavités souterraines (grottes, environnements karstiques, réseaux hydrogéologiques...), des conduits volcaniques (dégazage des magmas) etc. La facilité et l'efficacité avec lesquelles le radon est transporté verticalement à travers la roche et le sol, contrôlent la quantité de radon s'échappant dans l'atmosphère, c'est-à-dire son exhalation. La distance parcourue par un atome de radon avant sa désintégration est d'autant plus grande, que la vitesse de migration de celui-ci est élevée. Il est donc nécessaire de connaître les différentes voies de transfert du radon dans les roches et les sols, et d'étudier les mécanismes physiques impliqués dans son transport, ainsi que les facteurs contrôlant sa vitesse de migration.

Les processus gouvernant le transport du radon depuis son milieu source (roche et/ou sol) jusqu'à l'atmosphère sont à relier à la taille et à la distribution des espaces que peut occuper le gaz. Il s'agit aussi bien de pores intercrystallins, de macropores, que de failles ou de cavernes. Les mécanismes de migration du radon peuvent être classés en deux catégories : d'une part, les processus microscopiques ou à grande échelle intervenant dans l'espace poreux, c'est-à-dire essentiellement la diffusion moléculaire et, d'autre part, l'advection-convection, permettant le transport du radon sur de plus grandes distances, c'est-à-dire sur plusieurs mètres, jusqu'à plusieurs kilomètres.

II.2.1. Migration du radon par diffusion moléculaire dans l'espace intergranulaire.

La diffusion est liée à l'agitation moléculaire dans un fluide statique. Si la concentration d'une solution n'est pas uniforme, c'est à dire s'il existe un gradient de concentration entre deux points voisins, le point correspondant à la plus forte concentration projette plus de particules dans toutes les directions de l'espace que celui de plus faible concentration. Cette agitation moléculaire entraîne le transfert de particules d'une zone de concentration élevée vers une autre de moindre

concentration. Le flux de radon à la surface d'un matériau poreux peut être défini d'après la première loi de Fick (Fick, 1855 ; Crank, 1975) par la relation suivante :

$$F = -D.p \frac{\partial C}{\partial z} ,$$

F étant le flux de radon ($\text{Bq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), D le coefficient de diffusion du radon dans le milieu ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), p la porosité volumique totale du milieu, C l'activité volumique du radon dans les pores (Bq.m^{-3}) et z la distance parcourue (m). Le coefficient de diffusion D est fonction du coefficient de diffusion moléculaire : $D = \gamma D_M$, γ étant le facteur de tortuosité du milieu. A 20°C et 1 atm, D_M est estimé à $10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans l'air et à $10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans l'eau pour le radon (Jost, 1960). Le facteur de tortuosité du matériau est défini comme le rapport entre l'épaisseur du matériau et la longueur totale du parcours à effectuer pour le traverser. Il dépend de la distribution spatiale du volume des pores et varie entre 0,6 et 0,8 (Baver et al., 1972). La porosité totale d'un matériau est définie comme étant le rapport du volume occupé par les vides dans un échantillon donné sur le volume total de cet échantillon.

L'équation générale de la migration verticale du radon par diffusion dans un milieu poreux est la suivante (Nielson et al., 1984) :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \lambda.C + \frac{\rho.E.C_{\text{Ra}}.\lambda}{p} ,$$

avec C : concentration en radon dans les pores du milieu considéré (définie en terme d'activité volumique, Bq.m^{-3}) ;
 p : porosité volumique totale du milieu (sans dimension) ;
 ρ : densité à sec du milieu (kg.m^{-3}) ;
 E : facteur d'émanation du radon dans le milieu (sans dimension) ;
 C_{Ra} : activité du radium dans le milieu (Bq.kg^{-1}) ;
 D : coefficient de diffusion du radon dans le milieu ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) ;
 λ : constante de désintégration du radon ($2,1.10^{-6} \text{ s}^{-1}$) ;
 z : distance parcourue (m).

Les termes de droite correspondent successivement à la contribution de la diffusion, de la décroissance radioactive et de la production du radon. Cette relation s'applique à la diffusion à

travers une seule phase (liquide ou gazeuse) immobile, et peut s'appliquer à la diffusion à travers un matériau poreux partiellement saturé en eau, si on prend en compte le coefficient de distribution du radon entre l'eau et l'air. La diffusion dans le solide est négligeable. En général, en milieu statique, la porosité est considérée dans sa totalité. En toute rigueur, la porosité cinématique, correspondant à la fraction mobile de la phase fluide avec une concentration C , serait à distinguer de la porosité correspondant à la fraction immobile (porosité totale - porosité cinématique) avec une concentration C' . Le coefficient de diffusion du radon est estimé entre 10^{-11} et $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ dans les matériaux poreux (O'Riordan et al., 1982 ; Folkerts et al., 1984 ; Schery et al., 1984 ; Holkko et Liukkonen, 1992).

La diffusion est, en moyenne, le processus de migration dominant du radon dans la zone insaturée comprise entre la nappe phréatique et la surface du sol (Ferry, 2000).

II.2.2 Transport du radon par convection et/ou advection.

L'advection-convection correspond au transport de substances dissoutes dans un fluide vecteur en mouvement, avec lequel elles se déplacent. Le mouvement du fluide est décrit par la loi de Darcy qui s'exprime par la relation suivante :

$$\vec{U} = -\frac{k}{\mu} \text{grad}(P + \rho g z) ,$$

pour un fluide incompressible, U étant le flux ou la vitesse de Darcy ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), k la perméabilité intrinsèque du matériau (m^2), μ la viscosité dynamique ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), P la pression ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$), ρ la densité du fluide ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), g la constante gravitaire ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) et z la distance verticale (m). En négligeant les forces externes gravitaires, l'expression devient :

$$U = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial z} ,$$

U étant le flux volumique. L'advection d'un fluide est en effet entraînée par un gradient de pression tandis que la convection est due à un gradient de température. L'advection-convection du radon dans la zone insaturée est essentiellement due à des flux gazeux qui peuvent se développer dans des conditions particulières. Le transport du radon par ces phénomènes est particulièrement efficace

dans des zones caractérisées par une fracturation importante (King, 1980 ; 1984 ; 1993 ; Ciotoli et al., 1998 ; Toutain et Baubron, 1999) et/ou une activité volcanique (Baxter et al., 1990 ; Lombardi et Reimer, 1990 ; Baubron et al., 1991, 1995 ; Heiligmann et al., 1997 ; Baxter et al., 1999), associée ou non à de l'hydrothermalisme (Andrews et al., 1986 ; Ghose et al., 1998 ; Castro Morales et Labrecque, 1999), ou encore dans les environnements karstiques (Pane, 1995). Le radon est souvent transporté sur de grandes distances par un gaz vecteur notamment le CO₂.

II.2.3. Les phénomènes d'interaction entre phase transportée et phase immobile.

Aux lois de transport décrites précédemment, peuvent s'ajouter des phénomènes d'interactions de la substance transportée (radon) avec le milieu traversé (échanges, réactions...). La phase immobile comprend la phase solide et la phase liquide attachée aux particules solides par les forces d'attraction moléculaire. Il existe notamment certains mécanismes géochimiques, tels que l'adsorption ou la désorption du radon sur les grains solides, notamment sur les surfaces argileuses, qui tendent à limiter la migration du radon (Tanner, 1964 ; Nielson et al., 1984).

III. Géologie de l'uranium et du radium : la source du radon dans le sous-sol.

L'étude de la « géologie du radon » implique tout d'abord la connaissance et la compréhension des processus contrôlant la distribution et la concentration des éléments parents du radon (uranium et radium) dans le sous-sol. Ces éléments sont surtout présents dans l'enveloppe superficielle de la Terre, la croûte terrestre, mais à des concentrations variables selon les différentes roches qui la constituent. Comment expliquer ces différences d'abondance, d'une part entre les différentes enveloppes du globe terrestre et d'autre part, entre les divers types pétrologiques constituant la croûte et en particulier la croûte continentale ? Cette partie s'attache à donner quelques éléments de réponse à ces questions, sous la forme d'un bilan très synthétique.

III.1. Remarques préliminaires sur les affinités chimiques des éléments et leur distribution dans les différentes enveloppes de la Terre.

III.1.1. Les affinités chimiques des éléments.

Les propriétés relatives des éléments chimiques sont exprimées par différentes classifications.

La première est celle de Goldschmidt, où les éléments sont rangés en fonction de leur distribution dans les météorites. On y distingue :

- les atmosphiles (gaz rares et N) : existent à l'état gazeux non combinés ;
- les lithophiles (alcalins, alcalino-terreux ...) : forment les minéraux silicatés ;
- les sidérophiles (Ni, Cr, Co ...) : s'associent aux alliages métalliques de fer ;
- les chalcophiles (Cu, As, Zn, Pb, Cd ...) : forment des sulfures.

Mais certains éléments appartiennent en réalité à plusieurs classes.

La deuxième classification est fonction de la température de condensation des éléments : ceux à température de condensation élevée (Ca, Al, U, Th, terres rares ...) sont réfractaires, tandis que ceux à basse température de condensation (alcalins...) sont volatils.

La troisième est basée sur la notion d'incompatibilité. Les éléments au rayon ionique élevé (LILE : Large Ion Lithophile Elements) ou à fort potentiel ionique (éléments hygromagmaphiles ou HFSE = High Field Strength Elements) sont dits incompatibles, car au cours des processus magmatiques (fusion partielle et cristallisation fractionnée) ils ont plutôt tendance à se concentrer dans la phase liquide (K, Ba, Rb, Cs, Nb, Ta, U, Th, terres rares légères...), contrairement à ceux présentant un plus petit rayon ionique (Cr, Ni, Co, ...) qui entrent plus facilement dans la structure cristalline des minéraux (minéraux en présence et réfractaires dans le cas de la fusion partielle et minéraux aptes à cristalliser dans le cas de la cristallisation fractionnée). Le degré d'incompatibilité est fonction de la paragenèse minérale. Le comportement incompatible ou compatible d'un élément peut aussi varier selon l'origine mantellique ou crustale des magmas.

La quatrième est fondée sur la solubilité des éléments dans les fluides aqueux et les classe en fonction de leur rayon hydraté. Elle permet de prédire le comportement des éléments au cours des processus exogènes telles que l'altération, la sédimentation et la diagenèse. La solubilité des éléments dans les fluides crustaux peut également jouer un rôle important dans l'étude de la composition des roches dans lesquelles ces fluides percolent, et des minéralisations que cela peut

entraîner, ou encore dans la compréhension des mécanismes de genèse de magmas issus d'un manteau métasomatisé.

III.1.2. La différenciation physique et chimique du globe terrestre.

La Terre silicatée est constituée de différentes enveloppes concentriques aux propriétés physiques et chimiques distinctes. Cette zonalité s'explique par les différences de comportement des éléments chimiques dès les premiers stades de la formation de la Terre primitive, il y a environ 4,5 milliards d'années, et au cours des processus magmatiques de l'histoire de notre planète.

Les études géophysiques et géochimiques permettent de définir les enveloppes suivantes :

- le noyau métallique (du centre de la Terre à 2891 km de profondeur environ) qui est un alliage de fer (80 à 90 %) et de nickel, avec adjonction de soufre et de cobalt essentiellement. On distingue la graine solide au centre et le noyau liquide qui l'entoure ;

- le manteau (2891 à 40 km environ) constitué de silicates magnésiens. Il comprend un manteau inférieur dit enrichi, une zone de transition située entre 670 et 400 km de profondeur environ et le manteau supérieur relativement appauvri en éléments incompatibles ;

- la croûte constituée de silicates d'éléments lithophiles (Si, Al, Mg, alcalins, terres rares, U, Th etc.). Les roches crustales sont issues du recyclage des matériaux du manteau au cours des processus magmatiques. Elle est enrichie en éléments incompatibles par rapport au manteau. La croûte océanique basaltique, dont l'épaisseur est en moyenne de 6 km, se distingue de la croûte continentale « granitique » plus épaisse (30 à 40 km en moyenne).

III.2. La croûte continentale : genèse et composition.

La fusion partielle est le principal mécanisme de transfert des éléments chimiques dans les différentes enveloppes terrestres. L'uranium, comme les autres éléments incompatibles, entre difficilement dans la structure des silicates et se concentre donc préférentiellement dans les liquides magmatiques. L'enrichissement en éléments incompatibles des magmas est d'autant plus important que le taux de fusion est faible. Ces éléments ont été et sont encore transférés vers la croûte. Celle-ci ne représente que 1 % de la Terre silicatée, alors que 20 à 50 % des éléments incompatibles y sont concentrés. Sa composition peut être expliquée par la fusion d'un manteau primitif avec un taux de fusion partielle de 1,6 % (Hofmann, 1988). Deux types de magmas contribuent à sa croissance et sont produits dans des contextes géodynamiques différents. On distingue :

- les magmas liés aux zones de subduction qui génèrent des roches plutoniques et volcaniques constituant des arcs océaniques et continentaux. Trois séries magmatiques y sont représentées : calco-alkaline, tholéiitique et shoshonitique. Les magmas calco-alkalins sont les plus abondants, parmi lesquels les andésites sont les roches dominantes. Ces magmas sont issus de la fusion partielle du manteau supérieur, hydraté et métasomatisé. Pendant leur ascension, ils peuvent interagir avec la croûte continentale, avant d'être stockés et refroidis en profondeur ou émis en surface.

- le volcanisme intraplaque continental, généré en régime distensif de la lithosphère continentale, donne naissance à des magmas relativement riches en éléments incompatibles. Leurs régions sources sont pour certains auteurs situées dans la lithosphère continentale. Pour d'autres, ces magmas sont issus de panaches mantelliques d'origine profonde.

Si l'on excepte la couche sédimentaire pelliculaire, la croûte continentale est subdivisée en deux couches présentant un contraste de composition bien marqué. La *croûte continentale supérieure* a globalement une composition granodioritique. D'après Taylor et McLennan (1985), sa concentration moyenne en uranium est de 2,8 ppm¹. La *croûte continentale inférieure* constitue les trois quarts de la croûte continentale. Sa composition, beaucoup moins bien connue que celle de la croûte supérieure, n'est souvent estimée qu'indirectement. Néanmoins, une meilleure approche de sa composition a pu être réalisée grâce à l'analyse de xénolites basicrustaux présents en enclaves dans des produits volcaniques récents : d'après l'estimation de Taylor et McLennan (1985), sa teneur en U serait de 0,28 ppm. La croûte inférieure est plus basique que la croûte supérieure, car elle contient de nombreuses intrusions d'origine mantellique. Elle serait constituée de roches de type granulitique. Les types pétrologiques constituant l'essentiel des continents sont les suivants : granite, granodiorite, diorite et leurs équivalents métamorphiques (orthogneiss).

III.3. Distribution géochimique et abondance de l'uranium dans les minéraux et les roches de la croûte.

L'uranium 238 est l'isotope dominant de l'élément uranium. En effet, son abondance est de 99,28 % tandis que l'isotope 235 ne représente que 0,72 % de l'uranium. L'uranium 238 étant le parent précurseur de la chaîne de décroissance à laquelle appartient le radon 222, il est donc

¹ 1 ppm d'uranium équivaut à environ 12,8 Bq.kg⁻¹ de ²³⁸U.

essentiel d'examiner tout d'abord ses propriétés chimiques, pour ensuite expliciter sa distribution et son abondance au sein des différentes roches crustales et des minéraux qui les constituent.

III.3.1. Propriétés chimiques de l'uranium.

L'uranium, de numéro atomique égal à 92, appartient aux actinides ou groupe VI dans la classification périodique de Mendeleïev. Sa densité est de $18,9 \text{ g.cm}^{-3}$ et son point de fusion est à 1405°C . Il est caractérisé par quatre états d'oxydation : 6, 5, 4 et 3. Parmi ceux-ci, la forme tétravalente (U^{4+}) et la forme hexavalente (U^{6+}) sont les plus communes dans l'environnement naturel. L'uranium trivalent et pentavalent ne constituent que des états intermédiaires instables. L'uranium hexavalent possède un rayon ionique de $0,8 \text{ \AA}$, tandis que l'uranium tétravalent a un rayon ionique de $0,97 \text{ \AA}$ (degré de coordinance 6) ou $1,01 \text{ \AA}$ (degré de coordinance 8). L' U^{6+} est essentiellement stable dans des conditions oxydantes, c'est-à-dire dans des environnements proches de la surface. L'uranium est un élément lithophile, présentant une grande affinité avec l'oxygène.

III.3.2. Abondance globale de l'uranium dans la croûte.

La croûte terrestre a une masse et un volume très faibles, mais elle renferme l'essentiel du stock d'uranium de la Terre : 46 à 77 % selon les modèles. Bien que l'uranium soit présent dans toutes les roches crustales, il n'est pas un élément abondant et n'est présent que sous forme de traces. Ainsi, dans la croûte continentale, sa teneur moyenne est d'environ 2,7 ppm (Taylor, 1964). L'uranium est environ 4 fois moins abondant que le thorium et 50 fois moins abondants que des métaux tels que le Zn, Ni, Cu ou Pb.

Intéressons-nous à présent à la distribution de l'uranium dans les différents types minéralogiques et pétrologiques constitutifs de la croûte, en particulier de la croûte continentale. La répartition de l'uranium est à relier d'une part, à ses propriétés physico-chimiques et d'autre part, aux processus pétrogénétiques intervenant dans la genèse et l'évolution des roches crustales. Elle est en effet le résultat de l'héritage génétique des roches, c'est-à-dire de la concentration acquise au moment de leur formation, mais elle peut être également liée à certains processus tardifs entraînant une remobilisation et un dépôt de l'uranium le long d'accidents, de discontinuités (altération météorique, hydrothermalisme ...).

III.3.3. Minéralogie de l'uranium.

Dans l'environnement naturel, l'uranium interagit et s'associe avec des éléments ou des composés selon des processus complexes (Langmuir, 1978 ; Boyle, 1982). Dans les minéraux naturels, il est présent essentiellement sous sa forme hexavalente ou tétravalente et peut occuper plusieurs sites. Ainsi, il peut être l'élément essentiel de certains minéraux, ou se présenter sous forme de traces dans les principaux minéraux des roches. On le trouve également en substitution à d'autres éléments dans des minéraux accessoires. L'uranium tétravalent, avec une coordinance 8, occupe un site central entouré de 8 anions, en général des anions oxygène. Il est alors le composé principal de minéraux tels que l'uraninite ou la pechblende. Il peut, en outre, se substituer à d'autres cations de taille et de charge similaires (Th, Ce, Zr, Nb, Ta, Mo, W, Ca et terres rares) dans le système cristallin des minéraux accessoires des roches magmatiques. Le degré de substitution est fonction du rayon ionique et de la charge de l'ion remplacé. L'abondance de l'uranium varie de moins de 1 % dans les minéraux accessoires, à 10 % dans certains oxydes (de Ta, Ni, Nb), jusqu'à 20 % dans les silicates et oxydes de thorium (uranothorite et uranothorianite). L'uranium hexavalent est présent dans les minéraux, soit sous forme d'ion individuel de coordinance 6, soit sous forme de complexe ionique appelé complexe uranyl $(\text{UO}_2)^{2+}$, dont la structure présente une longueur de 3,4 Å et une largeur de 1,4 Å. Celui-ci forme des minéraux hydratés et il est plutôt instable à des températures élevées, notamment dans les environnements magmatiques ou métamorphiques.

En outre, le complexe uranyl $(\text{UO}_2)^{2+}$ et l'ion tétravalent s'adsorbent facilement sur des composés inorganiques et organiques, en raison de leur charge élevée et leur grande taille (Boyle, 1982). On les observe sur la surface des minéraux, tels que les argiles ou certaines zéolites, des hydroxydes de Fe, Ti, Zr, Mn, Si, Al, Mo etc., des complexes organo-humiques. L'adsorption de l'uranium augmente avec le pH. Par une alternance des processus de précipitation et de désorption de l'uranium sous des conditions différentes et suivant un cycle complexe, la plupart de ces composés jouent le rôle de milieu de transfert de l'uranium dans l'environnement (Boyle, 1982).

La distribution de l'uranium dans les minéraux dépend de la température. A basse température, comme c'est le cas dans les environnements sédimentaires, le comportement de l'uranium est gouverné par son potentiel redox et sa capacité d'adsorption. Des minéraux uranifères syngénétiques sont ainsi peu présents dans les roches sédimentaires, exceptées dans certaines roches détritiques et des complexes urano-organiques ou urano-phosphatés (phosphorites).

Les teneurs en uranium des *minéraux essentiels* des roches (quartz, feldspath, pyroxène, biotite, muscovite, hornblende, ilménite, magnétite) ne dépassent pas 100 ppm. En effet, l'uranium, caractérisé par un rayon ionique (environ 1 Å) et un degré de coordinance (6 ou 8) élevés, entre difficilement dans ces minéraux qui sont généralement des silicates d'éléments à rayon ionique et de degré de coordinance faibles. Dans les *minéraux accessoires* des roches, l'uranium peut se substituer à d'autres éléments comme le calcium, le thorium ou le zirconium. Certains de ces minéraux contiennent jusqu'à 10^4 ppm d'uranium (Cuney et al., 1992). Les plus courants sont le xénotime, la monazite, le zircon, l'allanite, le sphène et l'apatite. L'uranium forme également des complexes minéraux (euxénite, davidite, samarskite, uranothorianite, thorite) dans lesquels il n'est pas forcément l'élément principal. L'uranium peut en effet se substituer à d'autres éléments (jusqu'à 10 % et plus), en particulier le Th, Ti, Fe^{2+} , les terres rares. Ces complexes sont des constituants typiques de certaines pegmatites, carbonatites et syénites alcalines. Ils sont très résistants à l'altération et constituent souvent des placers tidaux en association avec d'autres minéraux de Sn, Nb, Ta, Au ... Il existe, en revanche, des minéraux dont l'uranium est l'élément constitutif principal, dans lesquels il est concentré en des teneurs atteignant 10^4 à 10^6 ppm. Les *minéraux d'uranium* les plus connus sont les oxydes uraninite (U^{4+}) et pechblende (UO_2) $^{2+}$, le silicate coffinite ($USiO_4$), la carnotite, l'autunite. Ils forment souvent des gîtes minéraux.

III.3.4. *Distribution et abondance de l'uranium dans les différents types pétrologiques.*

Toutes les roches contiennent de l'uranium, mais à des teneurs variant de quelques ppm à quelques dizaines de ppm, voire 100 ppm dans des cas exceptionnels. Cette distribution est gouvernée par le comportement géochimique de l'uranium au cours des processus pétrogénétiques à l'origine des roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques.

Au cours de la genèse des *roches magmatiques*, le comportement de l'uranium reflète son caractère d'élément lithophile. Il apparaît sous forme de traces : sa teneur moyenne est en général faible, de 1 à 21 ppm, mais elle peut atteindre 100 ppm ou plus dans les faciès leucocrates. En effet, les teneurs en uranium sont plus élevées dans les derniers termes des séries magmatiques, plus felsiques, plus alcalins, que dans les magmas basiques issus des premiers stades de différenciation. Ainsi, la concentration en uranium des magmas augmente en général avec leur teneur en silice, en K ou Na, ou en alcalins. Dans une série magmatique, la différenciation progresse des termes basiques (basaltes, cumulats mafiques...) vers des magmas intermédiaires (andésites/diorites, hawaiiites...),

puis évolués (rhyolites/granites, trachytes...), jusqu'aux produits ultimes des dernières étapes de cristallisation (liquides pegmatitiques, pneumatolytiques). Ce sont les propriétés physico-chimiques de l'uranium qui contrôlent son comportement au cours des processus de différenciation par cristallisation fractionnée. En effet, l'uranium ne peut se substituer aux éléments constituant les minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, amphibole) des roches basiques. Ceci explique la faible teneur en uranium du manteau (0,03 ppm, Nash et al., 1981) et des roches ultrabasiques (0,02 ppm) et basiques (0,9 ppm). Quand celles-ci présentent une teneur en uranium plus élevée, elles ont en général été affectées par des phénomènes hydrothermaux ou pneumatolytiques tardifs, entraînant un apport d'uranium. Par conséquent, l'uranium a un comportement incompatible et se concentre préférentiellement dans les roches plus différenciées. C'est également dans ces dernières que cristallisent des minéraux accessoires riches en uranium (allanite, rutile, sphène, apatite, monazite...), entraînant une augmentation de la teneur en uranium dans la roche. Ceux-ci représentent par exemple 50 à 60 % de la teneur en uranium des roches granitiques. L'uranium peut également s'observer sous la forme d'uraninite, ou adsorbé sur les plans de clivage des biotites ou dans l'espace intergranulaire. Cette fraction d'uranium lessivable est présente en particulier dans les leucogranites peralumineux, considérés comme des roches sources fertiles des dépôts uranifères. L'origine crustale ou mantellique des magmas, ainsi que le contexte géodynamique de leur formation (orogénique ou non), contrôlent également leur teneur en uranium. Le tableau 1-3 présente une compilation des concentrations moyennes en uranium des principales **roches magmatiques**. Ces valeurs indiquent une augmentation des teneurs depuis des termes basiques jusqu'aux termes évolués d'un facteur de 3 à 4, voire supérieur à 100 par rapport aux roches ultrabasiques. Les roches felsiques d'origine crustale, telles que les leucogranites peralumineux, ou résultant de processus magmatiques tardifs, peuvent présenter de fortes teneurs en uranium (jusqu'à 20 ppm). De plus, si l'on compare les séries magmatiques calco-alcalines et alcalines, on note que les magmas alcalins ont des teneurs en uranium légèrement plus élevées que leurs équivalents calco-alcalins. Par exemple, les basaltes alcalins présentent plus de 2 ppm d'uranium, tandis que les basaltes tholéiitiques ont des concentrations variant de 0,1 à 0,5 ppm. En outre, les teneurs en uranium des granites calco-alcalins sont comprises entre 3 et 6 ppm, alors qu'elles sont 2 à 10 fois plus élevées dans les granites fortement alcalins. Par ailleurs, les carbonatites peuvent contenir jusqu'à plusieurs dizaines de ppm d'uranium.

Tableau 1-3. Teneurs en uranium de différentes roches magmatiques.

Types pétrologiques	Roches plutoniques		Types pétrologiques	Roches volcaniques	
	Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme des teneurs (ppm)		Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme des teneurs (ppm)
<i>Roches ultrabasiques</i>	0,02				
Dunite, péridotite	0,02	0,003-0,05			
Pyroxénite	0,7				
<i>Roches basiques</i>	0,9	0,2-3,4			
Gabbro	0,84	0,6-1,07	Basalte Basalte tholéïitique Basalte alcalin	0,15 0,5	0,1-2,3
<i>Roches intermédiaires</i>	2	1,4-3,03			
Diorite	2	0,5-11,5	Andésite	0,9	0,8-3
Granodiorite	2,6	1-9			
<i>Roches évoluées</i>	4,6	2,20-21			
Granite	3,5	2,2-15	Dacite	4	0,9-7,5
Leucogranite	8	6-21	rhyolite	8	3-25
Pegmatite		10-1000			
Granite alcalin		10-200	Trachyte		10-50
Syénite alcaline		2-20	Phonolite	4	3-18
Syénite néphélinique		3-60			
Carbonatite		50-500			

Données compilées à partir de Larsen et al., 1956 ; Roubault, 1958 ; Dybek, 1962 ; Maucher, 1962 ; Vinogradov, 1963 ; Clark et al., 1966 ; Rogers et Adams, 1969 ; Beletsev, 1980 ; Boyle, 1982 ; Goodell, 1985 ; Wenrich, 1985 (dans Dahlkamp F.J., 1993).

Les teneurs moyennes en uranium des *roches sédimentaires* quant à elles, sont faibles et varient en général entre 1 et 4 ppm. L'uranium préalablement fixé et dispersé dans les sédiments peut cependant être remobilisé puis concentré et redéposé. Mais ces phénomènes nécessitent des conditions physico-chimiques et des environnements spécifiques, qui sont définis par le climat, l'altération météorique, la topographie, l'hydrologie, l'hydrochimie et la composition et structure de la roche mère. Le tableau 1-4 résume les teneurs moyennes en uranium des principales roches sédimentaires. Les sédiments marins et continentaux favorables à une accumulation de l'uranium sont les sédiments riches en matière organique, riches en phosphates ou contenant des sulfures.

Tout d'abord, les roches sédimentaires contenant de la matière carbonée ont une certaine capacité à entraîner la précipitation de l'uranium provenant des solutions aqueuses percolant dans la roche. Dans les sédiments fluviaux, l'uranium est en partie présent dans des minéraux accessoires comme la monazite, le zircon, l'apatite, le sphène. Il peut également être adsorbé sur les argiles, les silts et les composés organiques d'origine végétale. Les charbons (lignite) concentrent l'uranium dans des teneurs comprises entre 1 et 100 ppm. Les schistes noirs de composition sapropélique

bitumineuse sont particulièrement uranifères (20 à 60 ppm d'uranium en moyenne), alors que ceux de composition humique sont moins riches en uranium. Certaines argiles à graptolites peuvent contenir jusqu'à 1000 ppm d'uranium.

Tableau 1-4. Teneurs en uranium des principales roches sédimentaires.

Types pétrologiques	Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme des teneurs (ppm)
<i>Roches détritiques</i>	3	0,45-5,9
Grès		0,45-3,21
Greywacke		0,5-2,10
Quartzite	0,45	0,2-0,6
Argillite	3,7	1-13
Schistes noirs continentaux		2-4,8
Schistes noirs marins		10-1244
<i>Roches carbonatées</i>	2,2	0,01-9
Calcaire	2	0,5-6
Dolomite		0,03-2
<i>Evaporites</i>	0,1	0,01-0,43
Anhydrite, Gypsite	0,1	
Halite, sylvite	0,1	
<i>Roches phosphatées</i>		8,5-300
<i>Autres roches</i>		
Latérite ferrugineuse		10-100
Bauxite	11,4	3-27
Bentonite	5	1-21

Données compilées à partir de Dybek, 1962 ; Clark et al., 1966 ; Rogers et Adams, 1969 ; Boyle, 1982 ; Samama, 1984 (dans Dahlkamp F.J., 1993).

Par ailleurs, les sédiments phosphatés d'origine marine (phosphorites) contiennent entre 10 et 300 ppm d'uranium et localement jusqu'à 1000 ppm. Cela s'explique par la substitution de l'uranium au calcium constituant l'apatite présente dans ces roches. Par contre, les sédiments phosphatés d'origine continentale sont plus pauvres en uranium (teneur inférieure à 20 ppm).

Les sédiments riches en sulfures, tels que le schistes bitumineux ou alumineux, constituent un milieu réducteur favorable à la précipitation de l'uranium.

Enfin, certains produits d'altération peuvent également être uranifères : les bentonites et les bauxites dérivées de roches magmatiques évoluées peuvent contenir jusqu'à 20 ppm d'uranium, et les latérites ferrugineuses accumulent parfois jusqu'à plusieurs dizaines de ppm à 100 ppm d'uranium, voire localement jusqu'à 1 %.

Les *roches métamorphiques*, quant à elles, présentent des teneurs variables en uranium, généralement semblables à celles du protolithe dont elles dérivent (tableau 1-5).

Tableau 1-5. Teneurs en uranium des principales roches métamorphiques.

Types pétrologiques	Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme des teneurs (ppm)
Quartzite, méta-greywacke	1,5	
Schiste	2	0,1-10
Schiste graphitique	3,5	1-100
Amphibolite	0,5	0,3-3,5
Gneiss	3	0,10-10
Granulite	1	0,2-2,5
Eclogite	0,2	0,01-0,8

Données compilées à partir de Dybek, 1962 ; Boyle, 1982 ; Pagel et Svab, 1985 (dans Dahlkamp F.J., 1993).

III.4. Abondance du radium dans les roches.

Dans les roches, le radium a le même comportement que l'uranium. Son activité moyenne dans la croûte terrestre est d'environ 40 Bq.kg⁻¹. Quelques valeurs indicatives de sa concentration dans les principaux types de roche sont données dans le tableau 1-6.

Tableau 1-6. Activités du radium 226 dans les grands types de roches.

Types pétrologiques	Activité moyenne en ²²⁶ Ra (Bq.kg ⁻¹)	Gamme des activités (Bq.kg ⁻¹)
Granitoïdes	78	1-500
Basaltes	11	0,4-41
Orthogneiss	50	1-1800
Métasédiments	40	1-660
Carbonates	45	0,4-340
Roches sédimentaires détritiques	60	1-990
Schistes alumineux		120-4500

D'après Wollenberg (1984) et Christensen et al. (1990).

Dans les granitoïdes, l'activité du radium 226 est fortement variable : elle est comprise entre 1 et 500 Bq.kg⁻¹, avec une moyenne d'environ 80 Bq.kg⁻¹. Dans les basaltes, elle est plus faible et varie entre 0,4 et 41 Bq.kg⁻¹ avec une moyenne de 11 Bq.kg⁻¹. Dans les roches sédimentaires, sa concentration moyenne est de 45 Bq.kg⁻¹ pour les carbonates et de 60 Bq.kg⁻¹ pour les roches

détritiques. Dans les schistes alumineux sa concentration peut atteindre plusieurs centaines à plusieurs milliers de Bq.kg⁻¹.

IV. Le radon dans le sol, milieu d'interface entre la roche et l'atmosphère.

Le sol est un milieu à la fois source et de transfert du radon de la roche à l'atmosphère. Certains paramètres chimiques et physiques du sol sont des facteurs importants contrôlant l'émanation du radon, sa migration dans le profil de sol et son exhalation en surface.

IV.1. Le sol : source de radon.

Nous avons vu précédemment que le facteur d'émanation du radon dans un milieu poreux dépend, en autres, de la nature des grains solides et de leur chimie (uranium/radium).

Les sols présentent des concentrations en uranium variables, de l'ordre de 1 à 5 ppm en général, selon la roche mère et la composition du sol. Des concentrations plus élevées de plusieurs dizaines de ppm, voire supérieures à 100 ppm ou plus, sont parfois observées dans des sols recouvrant les lithologies uranifères (Boyle, 1982 ; UNSCEAR, 1993). Dans ce cas, les enrichissements sont concentrés dans l'horizon C d'altération du substrat (cette dénomination se réfère à la codification décrite dans le chapitre 2.IV.1). Une partie de l'uranium est présente sous forme de monazite, de xénotime ou de zircon qui peuvent former des dépôts fluviaux de minéraux lourds. L'autre partie est intimement liée aux composés argileux, aux hydroxydes de titane, de zirconium, aux oxydes de fer et de manganèse et aux composés organiques. Selon Boyle (1982), les facteurs contrôlant la mobilisation de l'uranium, puis sa fixation dans le sol sont les suivants : le climat, la composition de la roche mère et du sol, le pH, la présence de minéraux argileux, l'abondance de la matière organique et l'action des micro-organismes. L'uranium apparaît comme étant plus mobile dans les sols des zones arides et semi-arides, que dans les sols des régions tropicales ou tempérées (teneur en matière organique plus faible).

De plus, le facteur d'émanation du radon dans un milieu poreux dépend aussi de la taille des grains solides et des pores, et de la saturation en eau du matériau. Ainsi, la texture et la distribution des fluides dans les pores du sol ont un effet important sur l'émanation du radon.

IV.2. Le sol : milieu de transfert du radon.

Le sol, constituant une couverture au-dessus de la roche, peut avoir un effet modérateur sur l'exhalation du radon en surface. Ses caractéristiques physiques (porosité, perméabilité, humidité) jouent en effet sur la vitesse de migration du radon.

La porosité efficace d'un sol se définit comme étant le rapport du volume d'eau que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libéré sous l'effet d'un égouttage complet, sur son volume total. Plus le volume occupé par les pores libres à l'air sera important, plus les mouvements du radon dans le sol seront facilités.

On définit la perméabilité comme étant l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide. La perméabilité intrinsèque se rapporte au milieu poreux indépendamment des caractéristiques du fluide (De Marsily, 1986). Elle dépend de la texture du sol : la présence de particules fines argileuses diminue la perméabilité du sol. Nous avons vu précédemment que le transport du radon dans le sol est régi par deux processus qui sont la diffusion intergranulaire et l'advection-convection. Dans les sols de faible perméabilité ($< 10^{-7} \text{ cm}^2$), la diffusion est dominante tandis que dans ceux de plus forte perméabilité, c'est l'advection-convection qui prédomine. Dans les sols peu perméables (sols argileux par exemple), une grande partie des atomes de radon se désintègre avant d'avoir atteint l'atmosphère car leur transport est limité ; seul le radon produit près de la surface du sol parvient dans l'atmosphère. La perméabilité du sol diminue en général avec la profondeur : un sol bien développé possède un horizon B enrichi en argiles. Le radon formé sous cet horizon ne peut donc atteindre la surface et migre latéralement. La composition du sol est ainsi déterminante : les argiles jouent un rôle d'écran, tandis que les sols sableux sont plus perméables. La perméabilité dépend également fortement de la structure du sol et notamment de sa fissuration.

La distribution des phases fluides dans les pores du sol contrôle également la migration du radon, car elle conditionne la porosité libre à l'air. D'après Stranden et al. (1984), l'exhalation du radon d'un sol croît jusqu'à un taux d'humidité pondérale d'environ 25 %, puis elle décroît lorsque l'humidité augmente.

D'autres paramètres peuvent être pris en compte tels que l'utilisation du sol (couverture végétale, cultures...) qui peut faire varier sa perméabilité et donc son potentiel d'exhalation du radon.

V. *Influence des paramètres météorologiques sur l'exhalation du radon et sa concentration dans les basses couches de l'atmosphère.*

L'exhalation du radon en surface du sol et sa concentration dans l'atmosphère sont variables selon les changements des paramètres météorologiques tels que les précipitations, la pression atmosphérique, la vitesse du vent ou la température. Ainsi, une diminution de *pression atmosphérique* entraîne une croissance du flux de radon à la surface du sol. Par exemple, une augmentation de 10 % du flux a pu être mise en évidence pour une baisse de pression d'environ 0,5 mmHg (Schery et Gaeddert, 1982). Une croissance de la *vitesse du vent* a pour conséquence d'accroître les turbulences dans les basses couches atmosphériques et entraîne une baisse de la concentration en radon dans l'atmosphère. En outre, selon les travaux de Schery et al. (1984), le flux peut augmenter de 15 % avec une vitesse du vent d'au moins 25 km.h⁻¹. Par ailleurs, un cas de sécheresse importante peut entraîner, par exemple, la dessiccation du sol et la formation de fissures le long desquelles le radon migre alors plus facilement vers la surface, en particulier si le sol est riche en smectites : ces argiles meubles ont tendance à s'hydrater et à gonfler ou au contraire à se fissurer au cours des changements climatiques. La diffusion du radon dans les pores et l'advection sont d'autant plus importantes quand le milieu est sec. L'influence de l'humidité du sol est fonction des caractéristiques physiques de celui-ci. Après un événement pluvieux, la concentration en radon dans le sol tend à augmenter du fait d'une émanation plus importante, tandis que le flux de radon en surface du sol diminue.

Il existe également des *variations diurnes* de la concentration en radon dans les basses couches atmosphériques, qui s'expliquent par des changements de conditions de diffusion atmosphérique. En effet, la concentration en radon est plus importante pendant la nuit qu'en milieu de journée. Cela est dû au phénomène d'inversion de température : au coucher du soleil, le sol se refroidit plus vite que l'atmosphère qui, à son contact, va également se refroidir par transfert d'énergie. Le refroidissement de la masse d'air par sa base inverse son gradient vertical thermique et tend à rendre l'air stable. Une couche d'inversion de température se crée et se comporte comme un véritable couvercle hermétique aux échanges verticaux : le radon exhalé à la surface du sol est alors piégé dans la couche d'air inférieure froide, où la concentration en radon a tendance à augmenter.

Au lever du soleil, le sol se réchauffe et l'ascension de l'air chaud brise la couche d'inversion : le gradient vertical thermique se rétablit et la masse d'air tend à être instable. Le radon peut migrer dans l'atmosphère et sa concentration à la surface du sol diminue. Les plus fortes concentrations en radon dans la basse atmosphère sont observées entre minuit et 8 h (Kataoka et al., 1992 ; Robé et Hubert, 1992).

Des *variations saisonnières* sont également à noter : l'exhalation du radon est plus faible en hiver, du fait d'un taux d'humidité plus élevé dans le sol dû aux précipitations plus importantes.

VI. La cartographie radon : état des connaissances en France et à l'étranger.

VI.1. Introduction.

Depuis la fin des années 1970, de nombreuses mesures de la concentration en radon dans l'habitat ont été réalisées en Europe, aux Etats Unis et au Canada. C'est au début des années 1980 que des travaux réalisés en Suède et au Canada indiquèrent que les fortes concentrations en radon mesurées dans certaines habitations, pourraient être le résultat de l'infiltration du radon provenant du radium contenu dans le sol (Äkerblom et Wilson, 1981). Les études menées depuis 20 ans ont alors visé à mettre en place une méthode, ou à développer des procédures, permettant de gérer au mieux le risque sanitaire lié au radon dans l'habitat. La « cartographie radon » présente un double objectif : il s'agit d'identifier, d'une part, les zones caractérisées par un potentiel d'émission du radon important et pour lesquelles des mesures de précaution doivent être prises prioritairement dans les constructions futures, et d'autre part les zones où les bâtiments existants sont susceptibles de présenter des concentrations en radon supérieures aux seuils d'alerte ou de précaution fixés. En Suède, par exemple, de telles cartes sont utilisées par les entreprises du bâtiment pour mettre en œuvre de nouvelles techniques, et/ou de nouveaux matériaux de construction « résistant au radon ».

Le lien entre la géologie et les niveaux de radon dans l'environnement extérieur est documenté depuis la fin des années 70, plus particulièrement dans la littérature spécialisée dans l'exploration des gisements d'uranium. Ce sont les travaux de Sachs et al. (1982) qui ont mis pour la première fois en évidence une corrélation entre les variations géologiques régionales et les

concentrations en radon dans l'habitat. Des études plus récentes ont néanmoins démontré que cette relation est complexe car elle fait intervenir non seulement la contribution de la composition chimique et de la structure des roches, mais encore d'autres paramètres notamment pédologiques et climatiques, et éventuellement les caractéristiques architecturales des habitations. Rappelons que les fortes activités volumiques du radon dans une habitation résultent de plusieurs facteurs : i) concentration élevée du radon dans le sol, ii) perméabilité suffisante pour faciliter la migration verticale du gaz jusqu'aux fondations d'un bâtiment, iii) toute forme de voies d'accès dans les fondations facilitant la pénétration du radon (Nero et Nazaroff, 1984). En outre, il semblerait que la diffusion du radon à travers les pores du sol, ou à travers les matériaux de construction comme le béton, conduise parfois à des concentrations en radon élevées (Nielson et Rogers, 1990 ; Tanner, 1991 ; Borak et al., 1992).

Ainsi, les sources de données utilisées par les scientifiques pour cartographier le radon dans l'habitat, ou dans l'environnement extérieur d'une région, sont multiples et résultent de la complexité des interactions existant entre les différents facteurs à prendre en compte. Les informations utilisées peuvent être les niveaux de radon mesurés dans l'habitat, dans le sol, à sa surface ou dans l'atmosphère, et/ou les caractéristiques géologiques et pédologiques locales et éventuellement l'architecture des bâtiments. Les paramètres utilisés sont soit directement caractérisés *in situ* ou en laboratoire, soit estimés indirectement grâce à d'autres outils comme les cartes géologiques, pédologiques, radiométriques etc.

VI.2. Les différentes approches.

De nombreuses méthodes ont été testées dans le but de cartographier le radon dans l'habitat ou d'estimer le potentiel d'exhalation du radon. Celles-ci peuvent être classées en trois approches principales.

La *première* s'attache à réaliser des cartes du potentiel du radon dans l'habitat à partir des mesures existantes. Un maillage régulier est effectué sur la zone étudiée et un potentiel est affecté à chaque maille, à partir de l'extrapolation des données disponibles dans l'habitat. Dans certains cas, le traitement cartographique et statistique effectué permet d'estimer la proportion des maisons où l'activité volumique du radon dépasse les valeurs d'intérêt fixées par les pouvoirs publics.

Ainsi, en France, l'IPSN mène depuis 20 ans, une campagne de mesure de l'activité volumique du radon dans l'habitat. Sur la base des 12641 mesures disponibles actuellement (bilan

de janvier 2000), une carte des moyennes arithmétiques départementales de la concentration en radon dans l'habitat français a pu être établie (Fig. 1-3 ; Gambard et al., 2000).

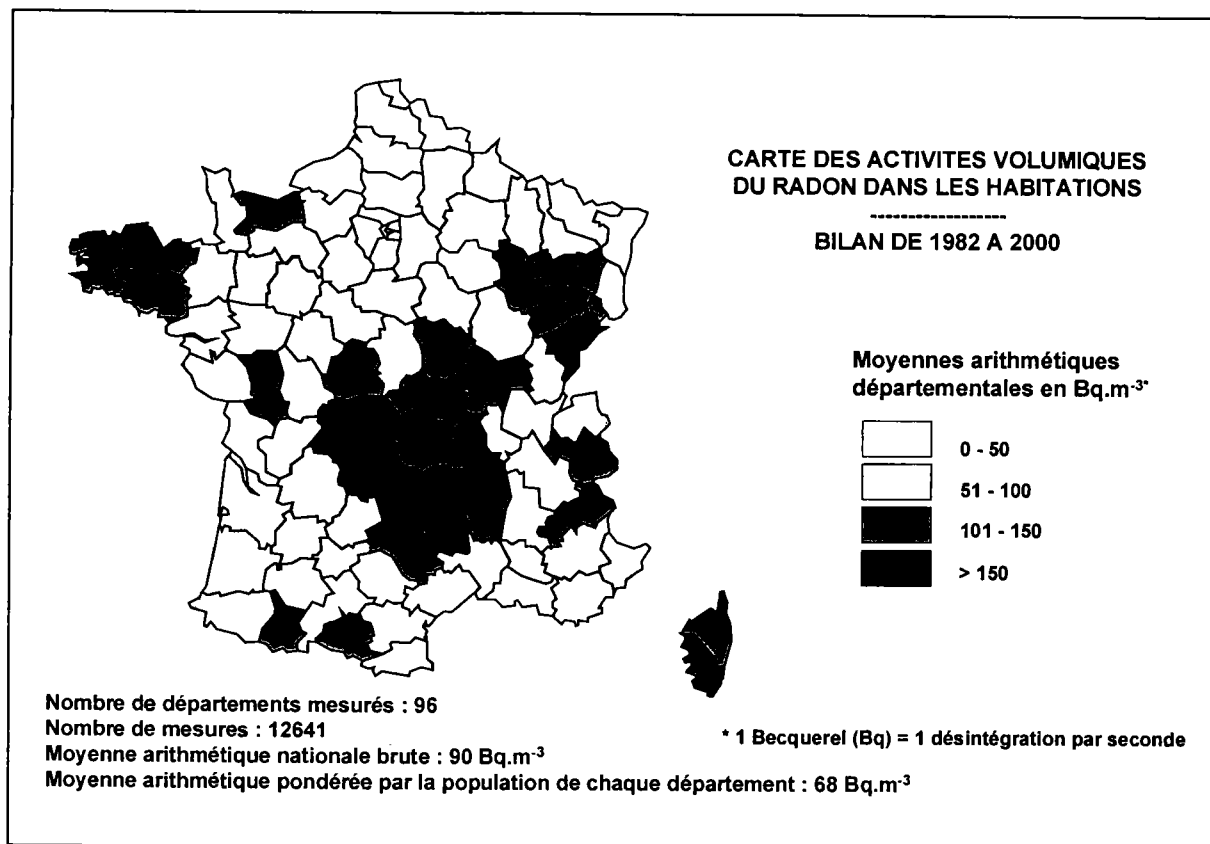


Figure 1-3. Carte des moyennes arithmétiques départementales de l'activité volumique du radon dans l'habitat, sur la base des mesures réalisées dans le cadre de la campagne nationale menée par l'IPSN, de 1982 à 2000 (source IPSN-DPHD/SEGR/LEADS).

Celle-ci permet de discerner les grandes variations de la concentration en radon dans l'habitat français et de cibler les départements qui peuvent être, en relatif, les plus à risque. Par exemple, ceux caractérisés par une concentration moyenne supérieure à 100 ou à 150 Bq.m⁻³ peuvent être sélectionnés prioritairement dans le cadre de la campagne de mesures systématiques dans l'habitat. Cependant, cette carte n'a qu'un intérêt indicatif. En effet, elle ne permet pas notamment de cibler, au sein des départements, les zones où la concentration en radon peut dépasser les seuils de précaution et d'alerte fixés par les pouvoirs publics français, qui sont respectivement de 400 et 1000 Bq.m⁻³ en valeurs moyennes annuelles. C'est pourquoi, une carte plus précise reportant, cette fois-ci, les moyennes arithmétiques de la concentration en radon domestique à l'échelle de la commune, a également été dessinée (Fig. 1-4).

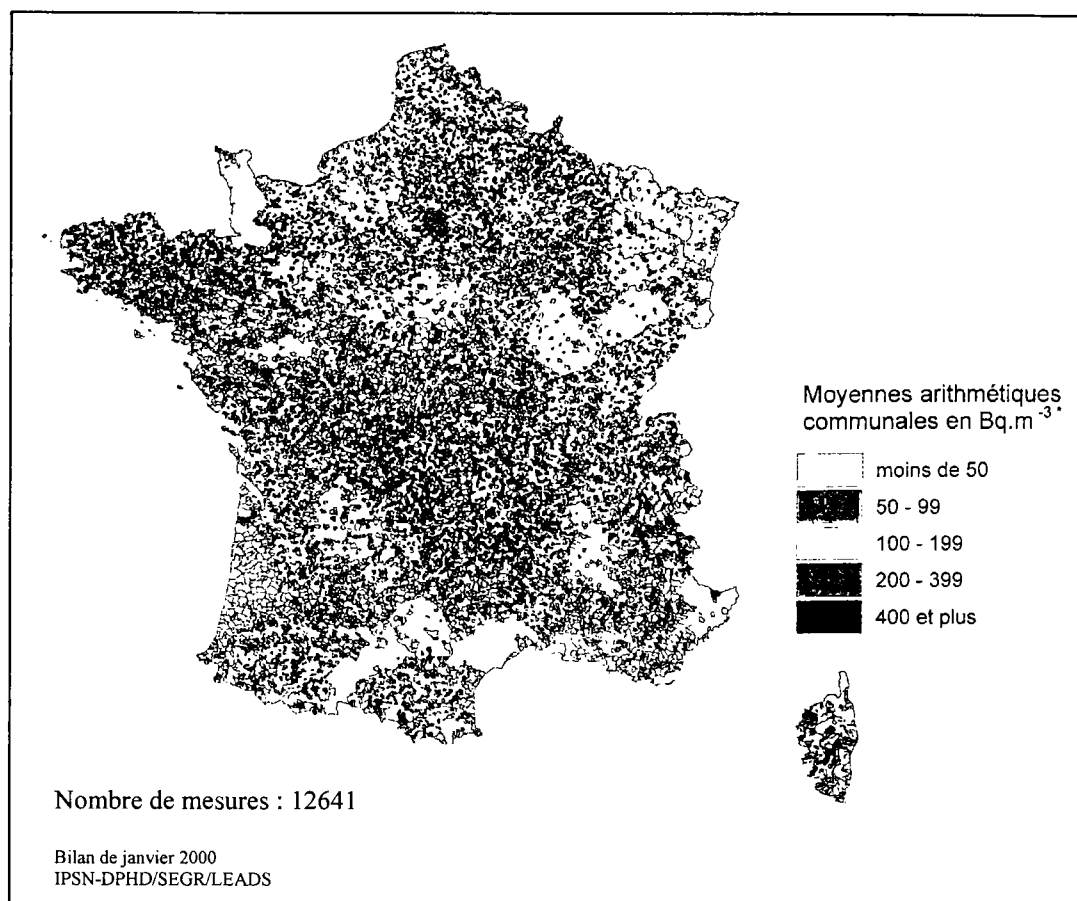


Figure 1-4. Carte des moyennes arithmétiques communales de l'activité volumique du radon dans l'habitat, sur la base des mesures réalisées dans le cadre de la campagne nationale menée par l'IPSN et la DGS, de 1982 à 2000 (source IPSN-DPHD/SEGR/LEADS).

Néanmoins, la représentativité statistique de ces moyennes est totalement dépendante du nombre de mesures effectuées dans la commune examinée. Or celui-ci est fortement variable d'une commune à l'autre et la moyenne est parfois calculée à partir d'un nombre très restreint de mesures. En outre, la répartition cartographique des points de mesure au sein de la commune est hétérogène ; or celle-ci n'est pas prise en compte dans le traitement des résultats. Ces deux cartes (Fig. 1-3 et 1-4) présentent l'intérêt de fournir des premières indications sur la variabilité spatiale de la concentration en radon domestique sur le territoire national. Cependant, leur interprétation en terme de zonation du potentiel radon dans l'habitat est à réaliser avec précaution.

L'étude de Price et Nero (1996) aux Etats-Unis illustre un autre exemple, dans lequel les niveaux de radon domestiques mesurés lors de deux campagnes différentes ont été analysés, afin de déterminer la distribution de la moyenne annuelle des concentrations en radon, en particulier dans le Nord du territoire national. Un modèle statistique permettant d'établir des équations d'ajustement en

fonction des variations temporelles des niveaux de radon domestiques a été développé, afin d'estimer des concentrations moyennes annuelles, à partir de mesures intégrées effectuées sur un court terme.

La *seconde approche est une méthode semi-directe*, qui consiste à cartographier les concentrations en radon potentielles dans l'habitat, à partir des mesures existantes et des données géologiques (et plus rarement les informations pédologiques). Les formations géologiques sont souvent classées par type lithologique, et chaque polygone ainsi différencié est relié à une classe de potentiel radon, déterminée sur la base des mesures disponibles dans l'habitat. Par exemple, les études effectuées au Luxembourg (Kies et al., 1996), en Slovaquie (Vaupotic et al., 1994), en Belgique (Dorémus et al., 1990 ; Tondeur et al., 1999) ou en Inde (Choubey et al., 1997) ont tenté d'évaluer les effets des variations géologiques (lithologie essentiellement) sur la répartition spatiale des activités volumiques du radon dans les habitations. De même, en Suède, Åkerblom et al. (1993) ont pu établir une bonne corrélation entre la concentration en radon domestique et les différents types de roches et de sols, afin de déterminer les sites à plus ou moins haut risque. En Irlande, les travaux de McAuley et Moran (1988) ont mis en évidence une corrélation générale entre l'activité du radium 226 dans le sol et la concentration en radon dans l'habitat.

Or, la validité et la précision de la cartographie obtenue par ces deux méthodes, sont dépendantes du nombre de mesures disponibles dans l'habitat et de leur répartition spatiale. Quand ce nombre est insuffisant, une *troisième approche*, indirecte, alternative, est souvent utilisée : le potentiel d'exhalation du radon des sols, ou plus rarement le potentiel radon dans l'habitat, est alors évalué à partir des paramètres géologiques et pédologiques locaux. Cette estimation s'appuie également sur des mesures *in situ* de la concentration en radon dans le sol, éventuellement du flux de radon en surface et le cas échéant, de mesures des concentrations en radon effectuées dans les bâtiments.

Ainsi, au Royaume Uni, Le Grand (1987) a proposé un modèle prédictif basé sur une analyse de la lithologie, de la topographie et de la profondeur de la nappe aquifère, qui permet de s'affranchir de mesures sur le terrain. Les travaux de Ball et al. (1992) ont tenté de cartographier le potentiel radon des sols en utilisant une classification lithologique basée sur des cartes géologiques à l'échelle 1/10 000, associée à des mesures *in situ* de l'activité volumique du radon dans le sol et de la teneur en radium et en uranium du sol et du sous-sol. D'après leurs résultats, la concentration en radon dans le sol est le critère le plus fiable et certainement le plus rentable, pour effectuer une

cartographie du potentiel radon. Selon eux, la prise en compte d'autres paramètres tels que le teneur en uranium de la roche ou du sol, peut aboutir à des interprétations faussées, car leurs mesures ont mis en évidence des concentrations en radon élevées dans des sols et des maisons situées sur un sous-sol et/ou un sol peu uranifère(s). Les études plus récentes de Ball et Miles (1993) indiquent que la majorité des maisons présentant une concentration en radon dépassant le niveau d'alerte (de 200 Bq.m⁻³ au Royaume Uni) sont localisées dans le Sud-Ouest de l'Angleterre. D'après le National Radiological Protection Board (N.R.P.B. ; Kendall et al., 1994), un tiers des maisons de cette région situées sur des granites, ont une concentration en radon supérieure au seuil d'alerte. Les granitoïdes caractérisant cette zone sont uranifères (15-20 ppm) et fracturés. Néanmoins, de fortes concentrations en radon ont également été mises en évidence dans des maisons localisées sur des roches sédimentaires, loin des granitoïdes. Ces niveaux élevés seraient dus à la forte perméabilité des dépôts glaciaires caractérisant la zone en question, comme cela a également été observé en Scandinavie (Stranden, 1987) et aux Etats-Unis (Gates et al., 1990 ; Schumann et al., 1990). Varley et Flowers (1998) ont estimé le potentiel radon de cette zone en confrontant les niveaux de radon mesurés dans le sol, dans l'habitat et leurs variations saisonnières, aux variations lithologiques observées.

C'est aux Etats-Unis que les études sur la cartographie radon ont été les plus nombreuses. Celles-ci se sont majoritairement appuyées sur une estimation du potentiel radon du sous-sol et ont permis au U.S.G.S (United States Geological Survey) de proposer une carte du « potentiel radon géologique » du territoire national, au milieu des années 90. Ce potentiel radon est estimé à partir du croisement des informations suivantes : géologie (lithologie, fracturation), perméabilité des sols, mesures du radon dans l'habitat, levés radiométriques aéroportés, architecture des habitations (Tanner, 1960 ; 1966 ; 1986 ; Duval et al., 1988 ; Gundersen et al., 1988 ; Otton et al., 1988 ; Reimer, 1988 ; Schumann et Owen, 1988 ; Reimer et Gundersen, 1989 ; Gates et al., 1990 ; Bowles et Reimer, 1991 ; Gundersen, 1991 ; Gundersen et Wanty, 1991 ; Lawrence et al., 1991 ; Otton, 1992 ; Reimer, 1992 ; Schumann, 1993 ; Gundersen et Schumann, 1996). Les résultats obtenus ont indiqué que 33 % environ de la population vit dans des provinces géologiques où les concentrations moyennes en radon dans l'habitat, peuvent dépasser le seuil d'alerte fixé à 147 Bq.m⁻³ (4 pCi.l⁻¹) aux Etats-Unis. D'après ces résultats, les types de roches associées à de fortes concentrations en radon domestiques sont des sédiments (dépôts fluviaux, lacustres ou marins) et métasédiments uranifères, des roches volcaniques, des granitoïdes, en particulier s'ils présentent une déformation ou une fracturation importante, des dépôts glaciaires à forte perméabilité, des schistes noirs marins.

Les travaux plus récents ont davantage pris en compte les caractéristiques pédologiques, notamment la teneur en radium du sol, ainsi que ses propriétés physiques qui qualifient le potentiel de transfert du radon dans la colonne de sol (Barnet, 1990 ; Nielson et Rogers, 1990 ; Reimer, 1992.a ; Reimer et al., 1993). Des études spécifiques des relations existant entre les propriétés texturales et hydriques des sols et la diffusion du radon dans le sol, ont été réalisées par Nielson et al. (1984), Nielson et Rogers (1990) et Rogers et Nielson (1991). Celles-ci ont conduit à l'écriture de relations mathématiques empiriques, permettant de prédire le coefficient de diffusion du radon et la perméabilité du sol à partir de son humidité, de sa porosité et du diamètre moyen des grains. En outre, Greeman et Rose (1996) ont mesuré le facteur d'émanation du radon et la teneur en radium des grands types de sols rencontrés à l'Est des Etats-Unis. En utilisant une analyse par régression linéaire multiple, ils ont corrélé le facteur d'émanation à la teneur en radium du sol et aux différentes formes de radium, associées soit aux limons et aux argiles, soit à la matière organique. Leur étude a notamment montré que le facteur d'émanation augmente avec la présence de matière organique et d'argiles. De plus, les travaux de Demongeot (1997) ont mis en évidence l'influence des paramètres pédologiques sur l'exhalation du radon. Ils ont conduit à la mise au point d'une méthode d'estimation du potentiel d'exhalation, basée sur les caractères morphologiques et la composition du sol, estimés par des levés de terrain, et sa teneur en radium. Dans le cadre de ce travail, un modèle simplifié de la migration du radon par diffusion à travers un profil de sol considéré homogène, a également été développé. Celui-ci a permis d'effectuer des premiers tests de quantification du flux de radon en surface du sol et de la concentration en radon dans le sol, à partir des caractéristiques physiques et chimiques du sol. Les résultats obtenus ont notamment montré l'influence de l'état hydrique du sol, donc de sa perméabilité, sur l'exhalation du radon. Ces deux méthodes ont été testées sur une zone caractérisée par différents types de sols, situés sur un sous-sol homogène au potentiel source faible.

Dans ces différentes approches, l'estimation du potentiel d'exhalation du radon résulte quasi uniquement d'un traitement statistique des paramètres utilisés, qui intègre, dans certains cas, leur variabilité spatiale (géostatistiques). Ce traitement peut être plus complexe comme, par exemple, dans le modèle proposé par Apte et al. (1999) : celui-ci est basé sur une analyse par régression linéaire multiple pour prédire les concentrations en radon dans les maisons de l'état du New Hampshire, à partir des données disponibles sur les niveaux de radon domestiques, la teneur en radium des sols et la géologie (carte géologique de l'état). Les modèles mécanistes, plus ou moins complexes, de transport du radon par diffusion ou par convection dans les matériaux terrestres, n'ont jamais été mis en oeuvre dans le cadre de la cartographie prédictive du potentiel d'exhalation

du radon. Seuls les modèles mathématiques prenant en compte les effets des caractéristiques architecturales de l'habitat ont été testés ponctuellement, pour calculer la concentration en radon possible dans une maison, à partir d'un potentiel source en radon du sol donné (Nielson et al., 1994, 1997).

La cartographie du potentiel d'exhalation du radon : quelle démarche adopter ?

Au vu de toutes ces études, il apparaît tout d'abord, que la géologie a une forte influence sur le potentiel d'exhalation du radon et doit servir de base à une première analyse pour discerner les grandes tendances de la variabilité spatiale de l'émission du radon à la surface du sol. Une classification des différents types de roches selon leur potentiel source du radon constitue donc une première étape nécessaire. Cette classification peut être lithologique, mais elle doit également être fondée sur les teneurs en uranium des roches. En outre, la précision de cette classification dépendra de l'échelle d'analyse choisie. Si on se contente d'une analyse à l'échelle nationale, les grands groupes de la classification peuvent s'appuyer, par exemple, sur la typologie (essentiellement lithologique) utilisée dans la carte géologique du territoire français (Chantraine et al., 1996). Cependant, une telle analyse, réalisée directement et uniquement à petite échelle, conduirait vraisemblablement à des simplifications erronées. Une étude géochimique plus précise des teneurs en uranium des différents types pétrologiques permettrait de constituer une base plus rigoureuse pour estimer le potentiel source du sous-sol. Cette classification géochimique pourrait être simplifiée a posteriori, en vue d'une interprétation à plus petite échelle, mais en toute connaissance de cause. Par ailleurs, l'impact de la fracturation du sous-sol et de l'activité sismique est un paramètre supplémentaire à prendre en compte pour expliquer certaines anomalies radon plus locales. Les accidents structuraux constituent, en effet, des drains préférentiels de transfert du radon jusqu'à la surface du sol.

Pour améliorer la résolution de la cartographie du potentiel d'exhalation du radon et pour interpréter les variations observées à grande échelle, en particulier au sein d'un polygone géologique défini comme présentant un potentiel radon uniforme donné, il faut s'attacher à prendre en compte les propriétés physiques (porosité, épaisseur, humidité) des sols ainsi que leur teneur en radium. Cependant, une telle étude implique une connaissance précise des sols. La nature des données pédologiques à acquérir, l'échelle de précision cartographique nécessaire pour la caractérisation de ces paramètres, ainsi que la disponibilité et la difficulté d'acquisition de ces informations restent par conséquent à examiner.

Les auteurs soulignent, en outre, la difficulté d'obtenir une estimation des variations à grande échelle de l'exhalation du radon, étant donné le nombre important de mesures que cela nécessite. La question posée concerne donc l'échelle de précision cartographique recherchée. Tout d'abord, celle-ci

conditionne non seulement, la précision de l'analyse de base effectuée sur la connaissance géologique, mais aussi l'éventualité d'intégrer ou non à l'analyse cartographique d'autres paramètres, en particulier les propriétés du sol. En outre, pour réaliser une cartographie du radon précise, il apparaît nécessaire de combiner une grande diversité d'informations ; or celles-ci sont rarement toutes disponibles sur l'ensemble des zones géographiques étudiées. Il est pourtant fondamental de baser une telle étude sur des sources de données semblables d'une zone à l'autre, cartographiées par une méthode similaire et à une échelle d'observation comparable. Dans ce cas seulement, les cartes du potentiel radon obtenues pourront être inter-comparées. Par ailleurs, l'intensité de la variabilité spatiale de l'exhalation du radon est fonction de la complexité géologique et pédologique. Aussi, l'échelle de représentation cartographique de la variabilité de l'exhalation du radon sera définie par l'échelle de précision dont on dispose sur les informations géologiques et pédologiques et sur la densité de ces informations.

De plus, il est constaté que l'utilisation d'un maillage cartographique reposant sur les limites administratives, tend à biaiser les résultats et leur interprétation, surtout si l'analyse est effectuée sur un échantillon peu représentatif de la maille. Une estimation de la variabilité spatiale du potentiel radon effectuée à partir d'un découpage cartographique basé sur les limites naturelles des unités géologiques et/ou pédologiques, conduit certainement à une analyse plus fiable, puisque celle-ci repose sur les relations de cause à effet entre la source du radon et son exhalation en surface.

La démarche adoptée dans le cadre de travail de thèse a été définie et choisie en tenant compte des critères précédemment évoqués. En outre, les travaux de Demongeot (1997) ont abouti à des premiers résultats encourageants concernant la quantification du flux de radon en surface, à partir d'un modèle simplifié du transport du radon. Nous avons donc développé une méthodologie utilisant un outil quantitatif, plutôt que de l'orienter vers un traitement purement statistique. Cette orientation privilégie, en outre, la compréhension des mécanismes de transport du radon, en dépit du choix de l'élaboration d'un modèle simplifié, afin de limiter le nombre de paramètres d'entrée nécessaires à son utilisation. En outre, il s'agit de valider la méthodologie proposée sur des zones présentant des caractéristiques géologiques différentes et pouvant induire des niveaux de radon fortement variables. Nous décrivons cette méthodologie dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2

DEMARCHE GENERALE ET METHODES D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES

Ce deuxième chapitre s'attache à expliciter la méthodologie retenue dans le cadre de cette thèse et à présenter les deux zones d'étude sélectionnées pour la valider. Les différentes méthodes de mesures ainsi que les outils de cartographie et d'analyse des paramètres étudiés y sont également détaillés.

Table des matières

CHAPITRE 2 : DEMARCHE GENERALE ET METHODES D'ACQUISITION ET DE TRAITEMENT DES DONNEES	53
I. Démarche générale.....	55
I.1. Echelle d'analyse cartographique.....	55
I.2. Paramètres étudiés.....	56
I.3. Présentation des deux zones d'étude sélectionnées pour valider la méthodologie.....	57
I.3.1. Contexte géographique du transect de Bretagne.....	58
I.3.2. Contexte géographique du transect du Languedoc.....	59
II. Méthodes et techniques de mesures des niveaux de radon dans l'environnement extérieur (sol et atmosphère) et dans l'habitat.....	61
II.1. Rappel sur les définitions des unités de mesures.....	62
II.2. Mesure en continu de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.....	62
II.3. Mesures ponctuelles de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon surfacique.....	65
II.4. Mesure de l'activité volumique du radon dans l'habitat.....	66
III. Caractérisation du terme source du radon dans la roche et le sol.....	66
III.1. Caractérisation chimique (teneurs en U) des formations géologiques.....	66
III.1.1. Classification lithologique des formations géologiques.....	66
III.1.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.....	67
III.2. Quantification du terme source du radon dans le sol.....	67
III.3. Levés radiométriques aéroportés.....	68
IV. Cartographie des unités pédologiques et quantification des propriétés physiques des sols.....	70
IV.1. Caractérisation de la couverture pédologique des sites de mesures des niveaux de radon.....	70
IV.2. Cartographies des unités de sols des transects à l'échelle 1/50 000.....	73
IV.3. Quantification des propriétés physiques des sols de l'ensemble des sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon.....	73
V. Outils de traitement et d'interprétation des données.....	74
V.1. Représentation cartographique croisée des résultats : intégration des données dans un Système d'Information Géographique.....	74
V.2. Approche théorique : développement d'un outil de quantification du flux de radon à la surface du sol à partir des caractéristiques géologiques et pédologiques locales (<i>TRACHGEO</i>).....	77

I. Démarche générale.

La méthodologie adoptée dans ce travail de recherche s'appuie sur une estimation quantitative de l'exhalation du radon, à partir d'une caractérisation précise des paramètres géologiques et pédologiques, qui contrôlent la source du radon ainsi que son transport jusqu'à l'interface sol/atmosphère. Il s'agit de quantifier ces paramètres, d'étudier leurs variations spatiales et de hiérarchiser leur contribution relative sur l'exhalation du radon, en fonction de la précision cartographique souhaitée.

L'originalité de la démarche retenue tient dans la combinaison d'une analyse cartographique croisée des paramètres étudiés, dans un Système d'Information Géographique, et d'un modèle simplifié de la migration verticale du radon par diffusion nommé *TRACHGEO*¹, qui permet d'estimer le flux de radon à la surface du sol, en fonction des propriétés chimiques et physiques de la roche et du sol. Il importe également de souligner le choix d'une échelle cartographique précise (1/50 000) pour l'analyse des données.

La première étape consiste à estimer le potentiel source du sous-sol, grâce à une étude géochimique précise de l'abondance et de la distribution de l'uranium dans les roches. Ensuite, il s'agit de caractériser et de cartographier les différents types de sols rencontrés, et de quantifier certaines de leurs propriétés chimiques et physiques qui peuvent influencer sur l'exhalation du radon. Enfin, ces différents paramètres sont utilisés pour effectuer les premiers tests de validation de l'outil *TRACHGEO* développé.

La démarche proposée est validée sur deux transects-types présentant un potentiel source du radon fortement variable, localisés en Bretagne du Sud et dans le Languedoc, à partir de mesures *in situ* du flux de radon à la surface du sol, de l'activité volumique du radon dans le sol, dans l'atmosphère et dans l'habitat.

I.1. Echelle d'analyse cartographique.

Il est primordial de choisir une échelle de travail représentative des différentes données de terrain cartographiées et analysées. Or, une observation n'est valide qu'à l'échelle où celle-ci a été effectuée et représentée à l'origine. Par exemple, la recherche de corrélations éventuelles entre les résultats de mesures de la concentration en radon dans l'habitat et la géologie de la France, telle

¹ TRACHGEO : Transport du RAdon dans une Couche Homogène limitée à sa base par une formation GEOlogique.

qu'elle est représentée à l'échelle du millionième (Chantraine et al., 1996), risque de conduire à des simplifications erronées. En effet, une zone de quelques kilomètres carrés reportée comme géologiquement homogène à l'échelle nationale (1/1 000 000) peut cependant être caractérisée par plusieurs formations et/ou structures observables uniquement à plus grande échelle, et présentant un potentiel radon variable et significatif à l'échelle des habitations. Ainsi, l'étude réalisée par Gates et Gundersen (1992) montre qu'une région qualifiée de zone à fort potentiel radon d'après des études préalables effectuées à petite échelle, révèle en fait majoritairement un faible potentiel, et que des concentrations en radon plus élevées sont induites par des structures et des unités spécifiques spatialement limitées. En outre, le géoréférencement de la carte géologique de la France sous forme digitalisée manquant de précision, il est impossible de l'utiliser comme base d'analyse cartographique.

Ainsi, toutes les informations recueillies doivent être représentatives de l'échelle à laquelle elles sont étudiées et toutes les données intercomparées doivent être analysées à la même échelle. Nous avons choisi l'échelle du 1/50 000 comme base d'analyse cartographique des différentes informations

I.2. Paramètres étudiés.

L'étude des paramètres géologiques a plus particulièrement consisté à cartographier les différentes lithologies observées et à quantifier leurs teneurs en uranium. Cette analyse a abouti à une classification lithogéochimique permettant d'estimer et de cartographier le potentiel source du radon dans le sous-sol. La fracturation a également été cartographiée, mais son impact sur l'exhalation du radon n'a été considérée que dans une seconde étape d'interprétation. La présence de failles est en effet un paramètre supplémentaire à prendre en compte, dans des cas particuliers, pour expliquer certaines anomalies locales du flux de radon. Même s'il est reconnu que la fracturation a parfois une forte incidence sur l'exhalation, notamment dans les zones sismiquement actives, nous avons choisi de réduire tout d'abord notre étude à un cas dit « simplifié », où l'impact de la fracturation n'est considéré que secondaire par rapport à celui de la géochimie du sous-sol.

La caractérisation pédologique est axée sur une cartographie des différentes unités de sols et sur la quantification et l'analyse de certaines de leurs propriétés physiques et morphologiques qui contrôlent l'émanation du radon et sa migration dans la colonne de sol. Il s'agit plus particulièrement de leur porosité, leur humidité, leur épaisseur et leur texture. Leur activité en radium a également été analysée pour estimer leur potentiel source.

I.3. Présentation des deux zones d'étude sélectionnées pour valider la méthodologie.

Dans le cadre du Programme Environnement et Santé 1997-2000 (EN97C06,1997), cinq zones sont à l'étude. Celles-ci s'étendent sur environ 30 km de large et 50 km de long. Elles ont été sélectionnées pour leurs caractéristiques géologiques différentes et représentant la diversité lithologique et structurale du sous-sol français. Ces zones sont situées dans le Massif Central, les Pyrénées, la Haute Marne, le Languedoc et la Bretagne (Fig. 2-1).

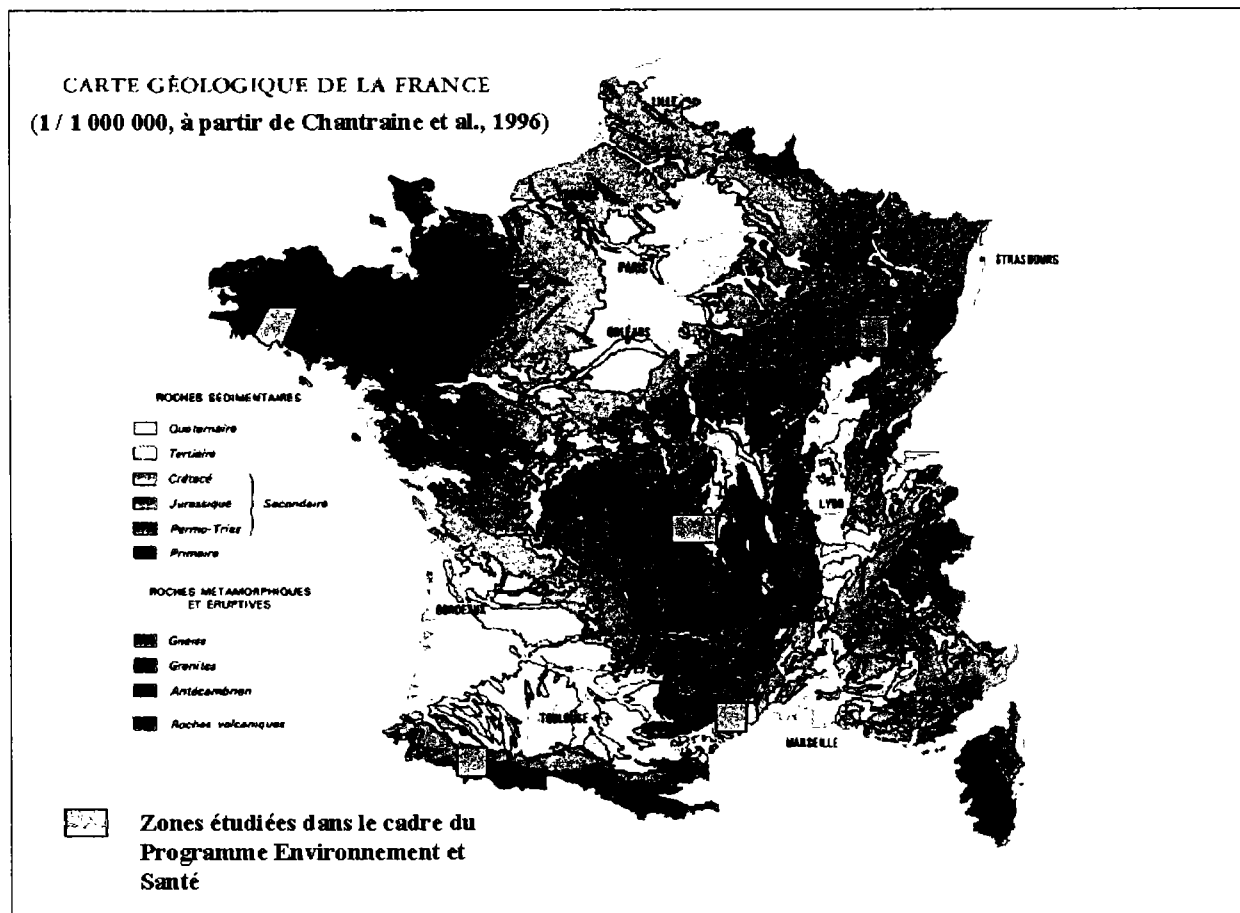


Figure 2-1. Localisation des zones étudiées dans le cadre du programme Environnement et Santé 1997-2000 sur la carte géologique de la France (au 1/1 000 000 d'après Chantraine et al., 1996).

La méthodologie élaborée au cours de ce travail de thèse a été validée sur deux de ces zones situées en Bretagne du Sud et dans le Languedoc. Celles-ci présentent l'intérêt d'être représentatives de deux types de contexte géologique au potentiel source du radon fortement variable. Par ailleurs, l'activité sismique actuelle s'y manifeste peu, suggérant un impact de la fracturation sur l'exhalation du radon réduit. Elles offrent donc des conditions favorables permettant

de dégager l'influence d'une part, du potentiel source du radon dans le sous-sol et dans le sol et d'autre part, des caractéristiques physiques du sol, sur l'exhalation du radon.

Les transects étudiés ont été choisis en fonction des données disponibles du BRGM, telles que les levés géologiques au 1/50 000 et les analyses géochimiques, des variations géologiques observées et des mesures des niveaux de radon déjà réalisées notamment dans l'habitat (Tymen et al., 1987 ; Rannou et Tymen, 1989 ; Pirard et al., 1997). A l'intérieur de ces zones, des itinéraires de mesures ont été définis, notamment pour la mesure en continu de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère effectuée à l'aide d'un camion laboratoire : ceux-ci ont été tracés en fonction des caractéristiques géologiques et du réseau routier, et recourent l'essentiel des formations géologiques observées sur chacun des transects. L'acquisition des données géologiques et pédologiques ainsi que les différentes mesures des niveaux de radon, dans l'environnement extérieur et dans l'habitat, ont été effectuées le long de ces parcours.

1.3.1. Contexte géographique du transect de Bretagne.

Le premier transect étudié est situé dans le Sud de la Bretagne. Il est administrativement partagé entre les départements du Finistère et du Morbihan et s'étend sur une bande d'environ 30 km de large et 70 km de long, orientée NNE-SSW (Fig. 2-2). Celui-ci est limité au Nord-Ouest par la bordure méridionale du bassin de Châteaulin et l'extrémité orientale des Montagnes Noires, dont l'altitude des lignes de crêtes varie entre 220 et 307 m, et au Sud par la portion de côte comprise entre la baie de Concarneau à l'Ouest et l'anse du Pouldu à l'Est. Deux itinéraires ont été définis, orientés NNE-SSW ayant chacun une longueur d'environ 85 km (Fig. 2-2). Le premier s'étend de Motreff au Nord à la pointe de Trévignon au Sud ; le second, situé plus à l'Est, s'étend du Nord de Kerguzul (Est de Plouray) à la pointe de Beg Moc'h (Sud-Ouest de Moëlan-sur-Mer).

Les communes traversées par ce transect sont les suivantes : Bannalec, Baye, Clohars-Carnoët, Locunolé, Melgven, Mellec, Moëlan-sur-Mer, Motreff, Nevez, Pont-Aven, Querrien, Quimperlé, Riec-sur-Belon, Rosporden, Saint-Hernin, Saint-Thurien, Scaër, Trégunc, Tremeven et Le Trevoux dans le département du Finistère ; Le Faouët, Gourin, Guiscriff, Langonnet, Lanvenegen, Plouray, Priziac, Le Saint dans le Morbihan.

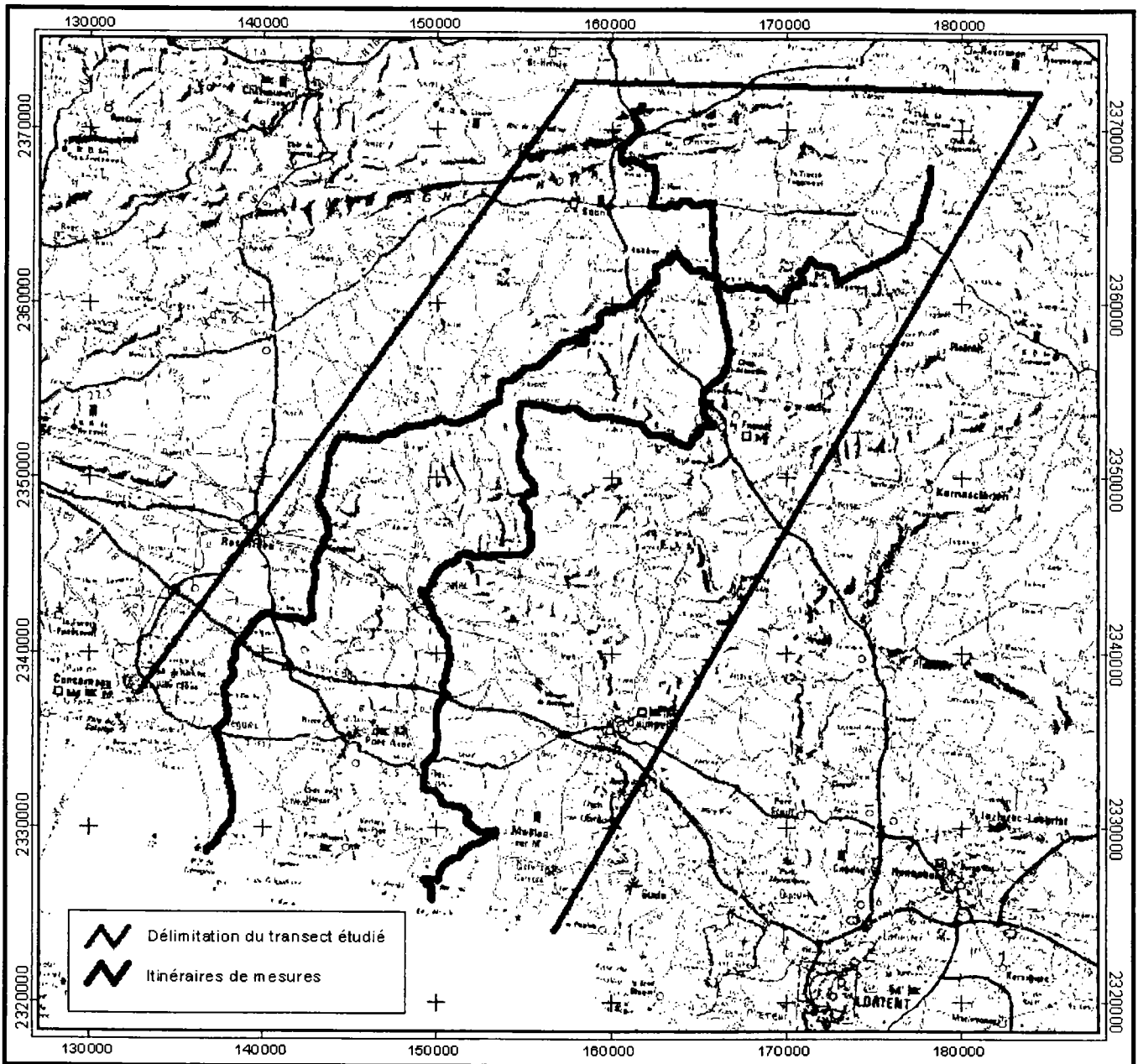


Figure 2-2. Localisation du transect de Bretagne et des itinéraires de mesures et de levés cartographiques.

1.3.2. Contexte géographique du transect du Languedoc.

La seconde zone d'étude est localisée dans le département de l'Hérault et s'étend sur une bande orientée Nord-Sud, d'environ 20 km de large et 50 km de long (Fig. 2-3). Le Sud du transect est situé dans la Basse Plaine de l'Hérault, traversée par les vallées de la Thongue, de la Peyne et de l'Hérault et au relief peu marqué. Il est essentiellement occupé par des vignes. La zone centrale s'étendant de Cabrières à Salasc-Clermont l'Hérault, est localisée dans le bassin de Lodève, autour du lac du Salagou (Fig. 2-4). Ce secteur est plus vallonné et la vigne alterne avec la forêt. La partie

Nord est située dans l'Escandorgue et le Causse du Larzac : il s'agit d'un plateau recouvert de forêts, de prés et de maquis. Les itinéraires de mesures sont représentés sur la figure 2-3 : le premier, le plus à l'Ouest, s'étend du Caylar au Nord à Cabrières au Sud, en traversant le bassin lodévois ; le second, le plus à l'Est, s'étend de l'Est du Caylar au Nord à St Thibéry au Sud ; enfin, l'itinéraire central traverse le bassin de Lodève, en contournant le lac du Salagou.

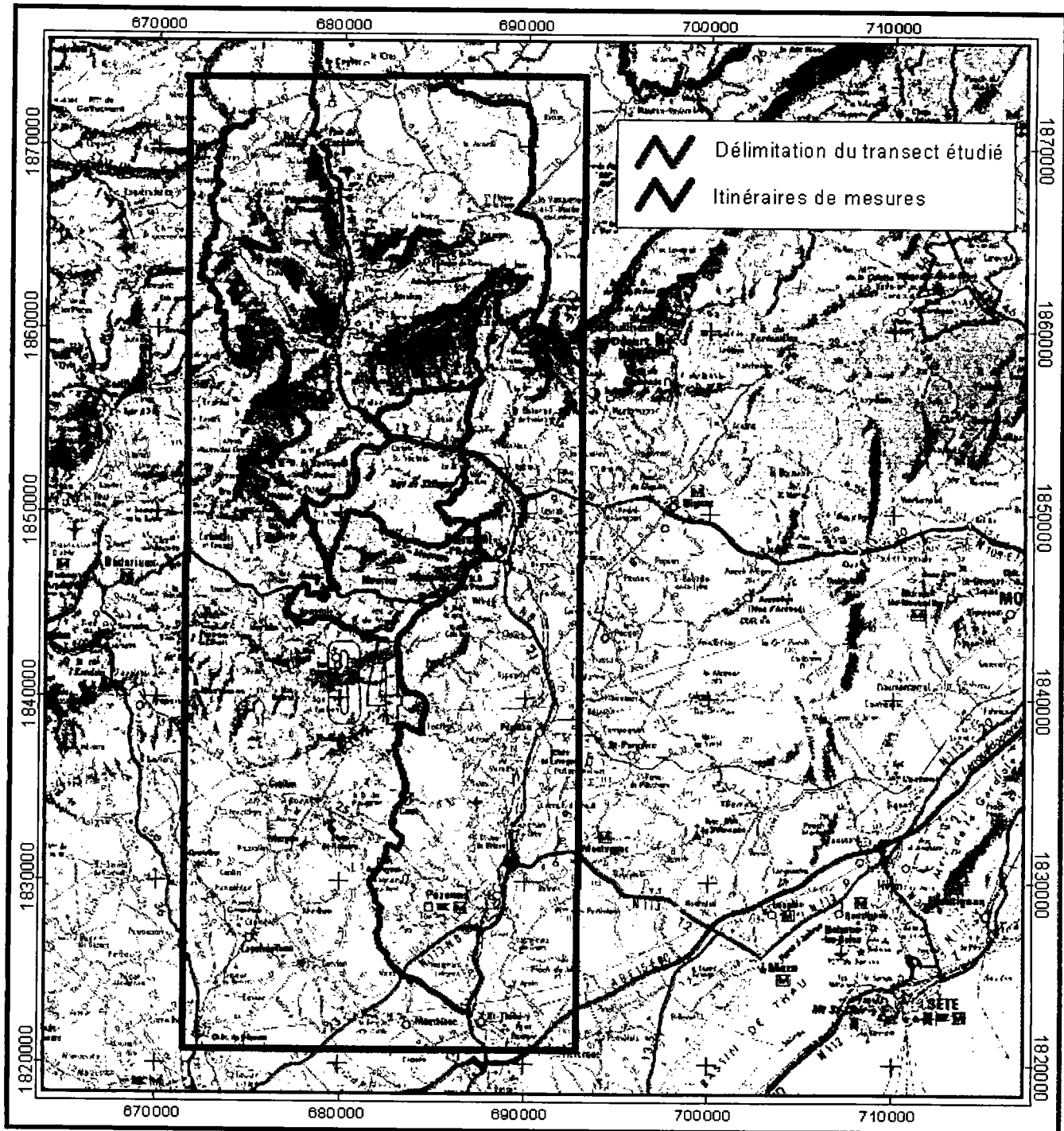


Figure 2-3 . Localisation du transect du Languedoc. Les itinéraires de mesures et de levés cartographiques sont également représentés.

Les communes traversées par ce transect sont : Le Cros, Saint-Michel, La Vacquerie-Et-Saint-Martin-de-Castries, Saint-Pierre-De-La-Fage, Saint-Privat, Saint-Jean-De-La-Blaquière, Le Bosc, Clermont-L'Hérault, Villeneuve, Lieuran-Cabrières, Peret, Fontès, Caux, Alignan-Du-Vent, Tourbes, Valros, Saint-Thibéry, Les Rives, Le Caylar, Saint-Michel, Saint-Félix-De-L'Héras, Lauroux, Romiguières, Roqueredonde, Les Plans, Lodève, Olmet-Et-Villecun, Lavalette, Octon, Salasc, Mourèze, Villeneuve.



Figure 2-4. Paysage du transect du Languedoc : vignes sur la bordure méridionale du lac du Salagou.

II. Méthodes et techniques de mesures des niveaux de radon dans l'environnement extérieur (sol et atmosphère) et dans l'habitat.

Deux types de mesure des niveaux de radon ont été effectués dans l'environnement extérieur, le long des tracés routiers prédéfinis : d'une part, des mesures autoportées, en continu, de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère à deux mètres au-dessus du sol et d'autre part, des mesures ponctuelles de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon à l'interface sol/atmosphère. Nous avons réalisé ces mesures au cours de plusieurs campagnes de terrain organisées pendant une période sèche (été 1998 en Bretagne et été 1999 dans l'Hérault), afin de minimiser, autant que possible, l'influence des variations climatiques sur le signal radon.

En outre, un bilan des mesures du radon dans l'habitat a été effectué et deux campagnes de mesures complémentaires ont été organisées au cours de l'hiver et du printemps 1998/1999 sur le transect breton, et au cours de l'hiver et du printemps 1999/2000 dans le Languedoc.

II.1. Rappel sur les définitions des unités de mesures.

L'*activité* est le nombre de désintégrations nucléaires spontanées produites dans une quantité de matière par unité de temps à l'instant t donné (AFNOR, NF M60-001). L'activité est définie par l'expression suivante :

$$A = \lambda \cdot N,$$

avec A : activité (Bq),

λ : constante de désintégration (s^{-1}) qui est de $2,1 \cdot 10^{-6} s^{-1}$ pour le radon 222,

N : nombre d'atomes de l'élément présents.

La constante de désintégration est reliée à la période radioactive (T) de l'élément par la relation : $\lambda = \frac{\ln 2}{T}$.

Un becquerel correspond à une désintégration par seconde et à la désintégration d'environ 476 000 atomes de ^{222}Rn .

L'*activité volumique* est l'activité par unité de volume d'air et elle est exprimée en becquerel par mètre cube ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$).

Le *flux de radon* correspond à l'activité de radon qui traverse la surface du sol, par unité de surface et par unité de temps. Il s'exprime en becquerel par mètre carré par seconde ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$).

II.2. Mesure en continu de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.

Des mesures autoportées, en continu, ont été réalisées afin de cartographier la concentration en radon dans l'atmosphère le long des itinéraires définis (Fig. 2-5 et 2-6).

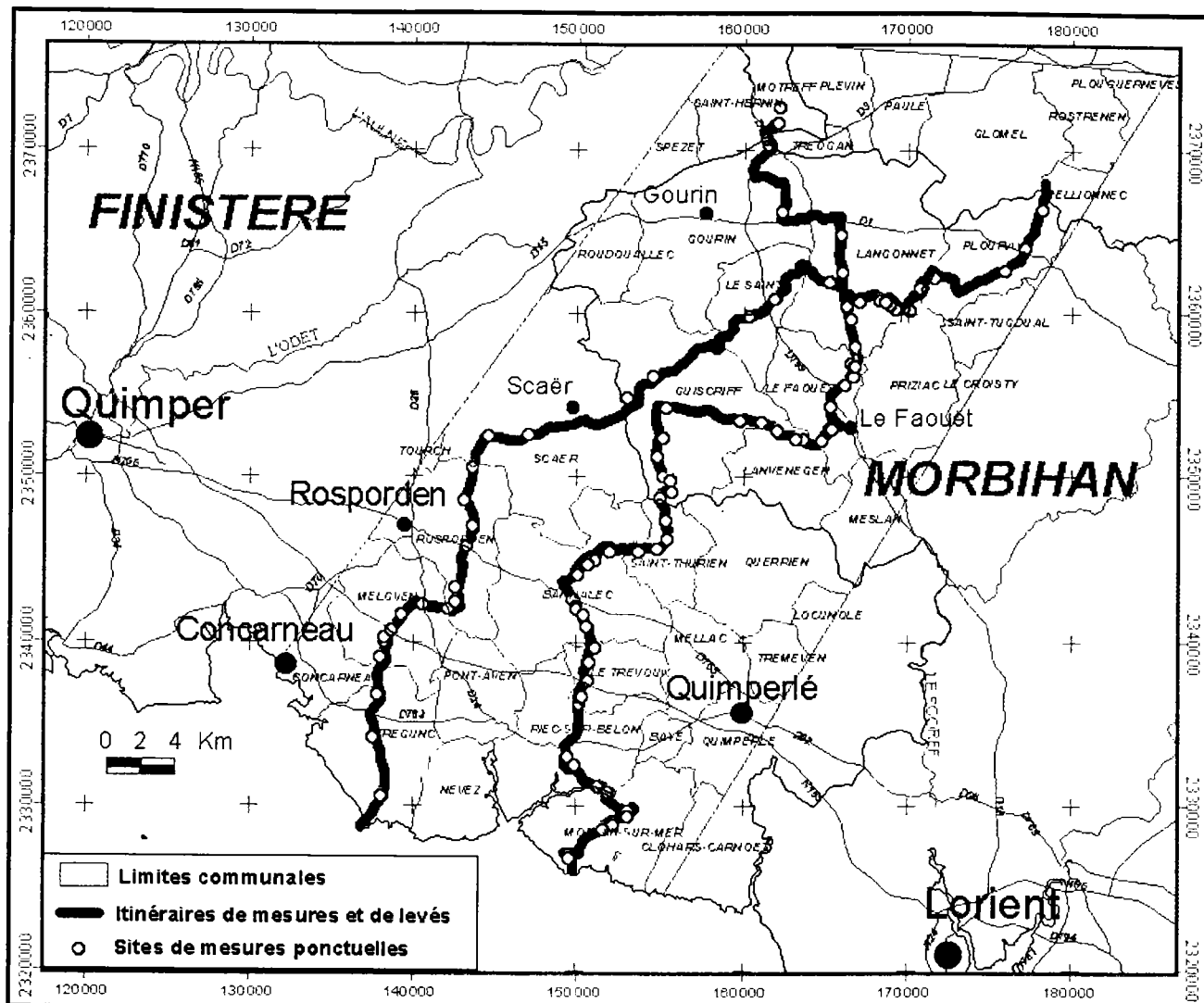


Figure 2-5. Transect de Bretagne : localisation des itinéraires de cartographie de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère et des sites de mesures de l'activité volumique du radon dans les sols, du flux de radon en surface et d'échantillonnage des sols.

Ces mesures ont été effectuées au moyen du laboratoire mobile développé au LEIRPA (Fig. 2-7). Celui-ci est équipé d'une chaîne de mesure des concentrations de radon et du débit de dose gamma, d'un système de navigation, d'un groupe électrogène et d'une génératrice électrique de 220 V lui garantissant une autonomie électrique de 24 h. Cette instrumentation est détaillée dans l'annexe 2-1.

Les mesures ont été réalisées à faible vitesse ($25 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$), avec un pas d'acquisition de 5 m, durant la nuit et dans des conditions atmosphériques aussi stables que possible, afin d'obtenir un rapport signal radon/bruit optimal. Deux cartographies au minimum ont été effectuées par itinéraire,

afin de juger de la reproductibilité des résultats obtenus. Les paramètres mesurés sont géoréférencés dans le système de projection Lambert II étendu.

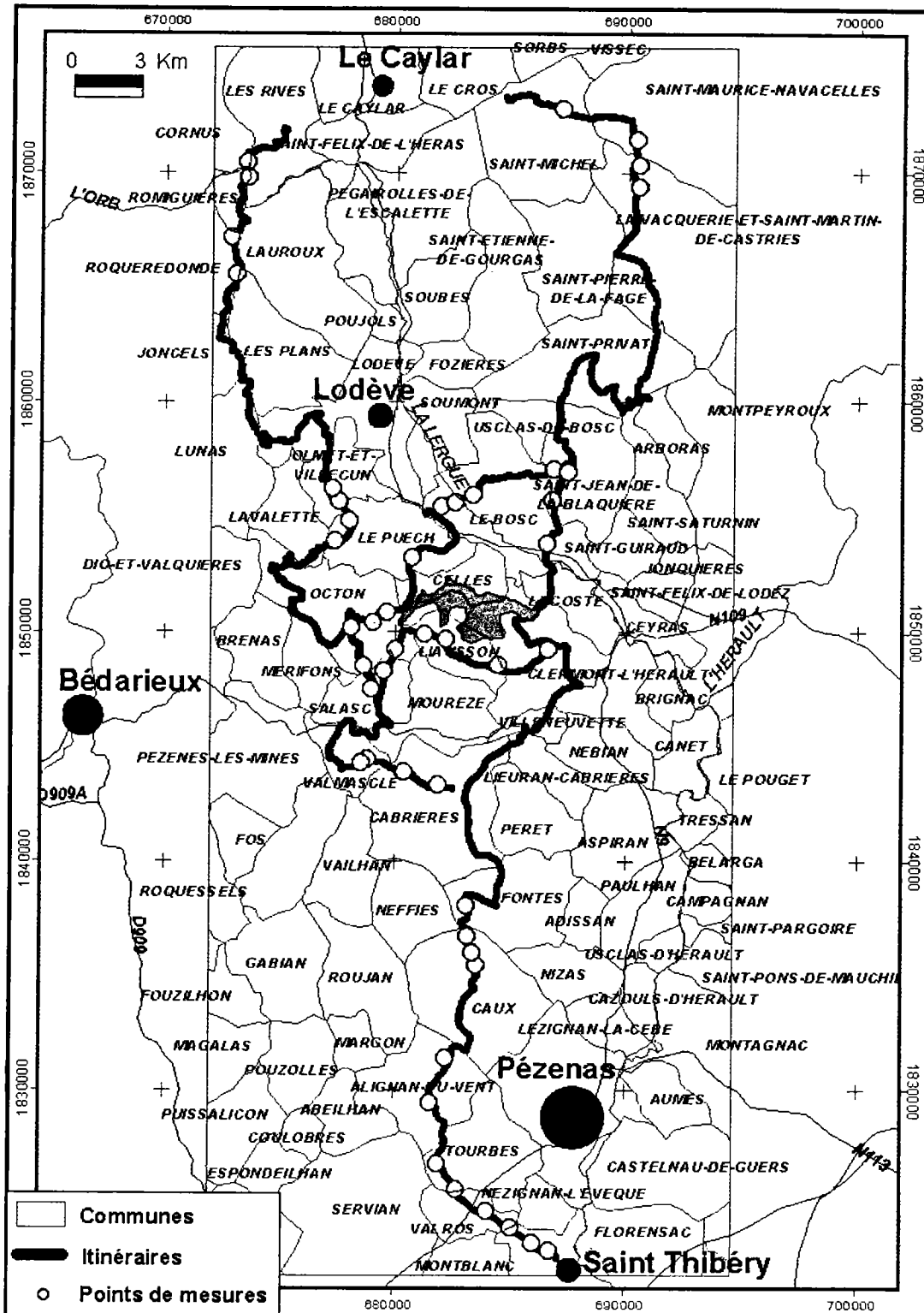


Figure 2-6. Transect du Languedoc : localisation des itinéraires de cartographie de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère et des sites de mesures de l'activité volumique du radon dans les sols, du flux de radon en surface et d'échantillonnage des sols.



Figure 2-7. Photographie du laboratoire mobile sur un des itinéraires de Bretagne.

II.3. Mesures ponctuelles de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon surfacique.

Des points de mesures ont été sélectionnés le long des itinéraires prédéfinis sur les deux zones d'étude (Fig. 2-5 et 2-6) : ils sont au nombre de 91 en Bretagne et de 47 dans le Languedoc. Ceux-ci ont été localisés en fonction de la variabilité de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère, cartographiée au préalable au moyen du laboratoire mobile, des variations géologiques observées et de l'accessibilité du terrain. Un point au minimum a été défini pour chaque formation géologique. Ces sites sont en général espacés de 1 à 3 km et ont été choisis plus rapprochés et plus nombreux dans les zones où les concentrations en radon mesurées dans l'atmosphère montraient de plus fortes variations. Par ailleurs, ils sont localisés autant que possible à proximité des habitations. En chacun de ces points, nous avons effectué deux mesures du flux de radon à la surface du sol et deux mesures de l'activité volumique du radon dans le sol, si possible à 50 cm de profondeur. Les techniques de mesures utilisées sont détaillées dans l'annexe 2-2.

II.4. Mesure de l'activité volumique du radon dans l'habitat.

Des mesures de la concentration en radon domestique ont été effectuées dans des maisons situées, si possible, à proximité des sites de mesures des niveaux de radon dans l'environnement extérieur. Elles sont au nombre de 48 dans le Finistère, de 38 dans le Morbihan et de 21 dans l'Hérault.

L'activité volumique du radon est déterminée par une mesure intégrée réalisée selon les normes AFNOR NF M60-763 et NF M60-766. Cette mesure est effectuée à l'aide d'un Détecteur Solide de Trace Nucléaire (D.S.T.N.) constitué de nitrate de cellulose, de type LR 115 (Rannou et al., 1986 ; Andru, 1998). Une fois exposé, ce film dosimètre est révélé puis analysé par un système de traitement d'images (Andru, 1998). Le détecteur est disposé dans la pièce principale de l'habitation, au rez-de-chaussée. Le temps minimum d'exposition est de 2 mois.

III. Caractérisation du terme source du radon dans la roche et le sol.

III.1. Caractérisation chimique (teneurs en U) des formations géologiques.

III.1.1. Classification lithologique des formations géologiques.

La teneur en uranium des roches contrôle le terme source du radon dans le sous-sol. Ce paramètre a été évalué à partir des levés géologiques au 1/50 000 et de l'information géochimique disponible sur ces formations géologiques. En effet, l'objectif a été d'affecter à chaque formation une gamme de teneurs probables en uranium. Une formation géologique est définie par la nature des roches qui la composent, ou lithologie, et par son âge. La lithologie étant un caractère déterminant sur les teneurs en uranium, il a tout d'abord été indispensable d'établir une définition lithologique des formations géologiques. Ce travail a été réalisé par une analyse critique des notices de cartes et à partir des informations recueillies sur les levés cartographiques en cours de réalisation par le BRGM. Ensuite, une gamme de teneurs en uranium a été attribuée à chaque classe lithologique, selon les deux méthodes décrites ci-après.

III.1.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.

Deux approches ont été utilisées : une première, directe, et une seconde constituant une approche indirecte ou « lithogéochimique ».

** La méthode directe :*

Celle-ci est basée sur les analyses chimiques d'échantillons prélevés sur le terrain. Ces analyses proviennent soit d'études réalisées par le BRGM, soit d'autres travaux de recherche. Elles sont stockées dans une base de données du BRGM, dont elles peuvent être extraites puis triées. De plus, des analyses complémentaires (dosages en uranium par ICP-MS) des formations géologiques des deux transects ont été réalisées par le BRGM.

** La méthode lithogéochimique :*

Il s'agit d'une méthode alternative qui consiste à attribuer une gamme probable de variation des teneurs en uranium d'une lithologie donnée, à partir des analyses de roches appartenant à cette classe lithologique, publiées dans la littérature. En effet, pour les roches sédimentaires, par exemple, des estimations de teneurs moyennes et de leur gamme de variation sont fournies par différents auteurs, dont les résultats sont tout à fait cohérents. Pour les roches magmatiques, un programme scientifique a été entrepris au BRGM, aboutissant à la constitution d'une base de données qui inclut actuellement plus de 20 000 analyses couvrant l'ensemble du magmatisme terrestre. Cette base permet une classification géochimique précise des roches, en particulier en ce qui concerne l'uranium.

Les deux approches ont été utilisées conjointement. Etant donnée qu'une analyse statistique des teneurs directes en U de l'ensemble des formations des deux zones étudiées, nécessiterait la réalisation d'un nombre considérable d'analyses, tâche qui sort des limites de ce travail, celles-ci ont été complétées par d'autres analyses disponibles, issues de formations géologiques similaires.

III.2. Quantification du terme source du radon dans le sol.

Les activités en radium 226 et en uranium 238 des sols ont été analysées par spectrométrie gamma, en laboratoire, sur les échantillons prélevés *in situ* sur les 140 sites sélectionnés le long des itinéraires définis sur les deux zones. Ces sites correspondent aux points de mesures ponctuelles des

niveaux de radon (cf. partie II.3.). Sur ces mêmes échantillons de sols, la porosité totale et l'humidité sont également mesurées (cf. partie IV.3.).

Les échantillons sont prélevés, si possible, à une profondeur de 50 cm. La chaîne de mesure utilisée est constituée d'un détecteur coaxial de type N équipé d'un cristal de germanium hyper pur, d'un préamplificateur, d'un cryostat et d'un château de plomb dit de Faible Activité pour obtenir un bas bruit de fond. L'appareillage utilisé, le principe de la méthode de mesure et la préparation des échantillons de sols sont détaillés dans l'annexe 2-3.

III.3. Levés radiométriques aéroportés.

Dans le cadre des actions de collaboration entre l'IPSN et le BRGM, une évaluation conjointe de l'apport probable des mesures radiométriques aéroportées (projet « Couverture géophysique aéroporté du Massif armoricain ») dans une méthodologie de cartographie prédictive radon (programme « Environnement et Santé 1997») a été engagée.

Le levé aéroporté conduit par le BRGM pour le compte du Ministère de l'Industrie a pour but de doter l'ensemble du Massif armoricain d'une couverture géophysique moderne (Bonijoly et al., 1999). Le levé combine les méthodes de magnétisme haute résolution et de radiométrie spectrale haute sensibilité, selon un plan de vol régulier en lignes espacées de 1 km, mais ce maillage a été densifié sur plusieurs zones à objectif particulier.

Le transect de Bretagne a été choisi comme zone test par le BRGM et l'IPSN. Sur cette zone, le levé aéroporté a été densifié à 250 m pour atteindre une plus haute résolution et représente environ 2400 km (kilomètres linéaires) de lignes de vol. Le levé, qui s'est déroulé de juin à octobre 1998, a nécessité l'intervention de deux avions. Les mesures ont été réalisées à basse altitude, en vol drapé respectant une garde au sol constante de 130 m au dessus de la surface topographique. Le guidage de l'avion et la localisation des mesures sont obtenus par positionnement GPS différentiel, avec une précision de quelques mètres. La vitesse de l'avion pendant les mesures conditionne la résolution spatiale du levé ; celle-ci a été fixée à 220 km.h⁻¹.

Les paramètres mesurés en radiométrie spectrale constituent un indicateur des variations de la chimie des formations affleurantes : ils sont rapportés aux 30 premiers centimètres sous la surface. La radioactivité gamma est mesurée dans une large gamme d'énergie allant de 0,4 MeV à 3 MeV au moyen d'un détecteur NaI de gros volume. Le spectre d'énergie gamma est enregistré à la cadence de 1 s, soit un enregistrement tous les 70 m. L'énergie mesurée est calibrée puis restituée en débit de dose gamma (nGy.h⁻¹).

En fait, la radioactivité détectée par un dispositif aéroporté a diverses origines :

- une part de celle-ci est générée par la désintégration de radio-isotopes naturels contenus dans le sol et le sous-sol,
- une part est qualifiée de « bruit cosmique » qui a pour origine l'interaction des rayons cosmiques avec l'atmosphère,
- une part est qualifiée de bruit radon, dû aux descendants du radon dans l'atmosphère,
- et enfin, dans certains cas, une part est liée aux dépôts en surface du sol de radio-isotopes artificiels, générés par une activité nucléaire anthropique (par exemple, Césium disséminé lors de l'accident de Tchernobyl) ; l'analyse de cette contribution éventuelle sur les mesures ne sera pas développée ici.

Les bruits de fond « cosmique », « atmosphérique radon » et les phénomènes d'atténuation par diffusion Compton dans l'air et l'environnement du détecteur sont contrôlés, étalonnés et soustraits aux mesures (Bonijoly et al., 1999). En spectrométrie gamma, chaque émetteur gamma peut être identifié par l'énergie caractéristique du rayonnement qu'il émet. En ce qui concerne les familles de l'uranium et du thorium, les isotopes de ces éléments ne sont pas émetteurs gamma mais seulement certains de leurs descendants. En spectrométrie aéroportée, on détecte essentiellement les raies caractéristiques les plus énergétiques du ^{214}Bi (1,76 MeV), produit de filiation de l' ^{238}U et du ^{208}Tl (2,61 MeV), produit de filiation du ^{232}Th . Dans ce cas, la mesure est indirecte et repose sur une hypothèse d'équilibre entre les différents produits de la chaîne de désintégration de la famille radioactive. Les résultats sont ainsi formulés en terme de concentration équivalente (eU et eTh).

Ces mesures n'entrent pas directement dans la démarche adoptée dans cette thèse. Néanmoins, à l'occasion de cette campagne menée par le BRGM sur le transect breton, il a été intéressant d'étudier l'apport des mesures radiométriques aéroportées dans la cartographie prédictive du potentiel d'exhalation du radon.

IV. Cartographie des unités pédologiques et quantification des propriétés physiques des sols.

Afin de caractériser les différents types de sols et de quantifier leurs propriétés physiques, plusieurs études ont été menées conjointement :

- la première a consisté à caractériser la couverture pédologique (description du profil de sol) en chacun des sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon et à réaliser une cartographie au 1/50 000 des différentes unités de sols le long des itinéraires définis ;
- la seconde partie du travail a eu pour objectif de quantifier l'influence de la structure d'un horizon de sol sur la diffusion gazeuse dans le sol. Il s'est agi en particulier, de mesurer, en chacun des sites étudiés, la porosité de l'horizon de sol situé à une profondeur z (de 50 cm si possible), ainsi que l'humidité de celui-ci au moment de la mesure ponctuelle du flux de radon en surface et de la concentration en radon dans le sol à la profondeur z .

Sur la zone de Bretagne, la cartographie des unités pédologiques au 1/50 000 et la caractérisation des profils de sols ont été effectuées le long des deux itinéraires dans leur totalité. En ce qui concerne la zone du Languedoc, ce travail a été ciblé uniquement le long des portions d'itinéraires où de fortes variations des niveaux de radon ont été observées, soit au total, 7 secteurs d'étude.

IV.1. Caractérisation de la couverture pédologique des sites de mesures des niveaux de radon.

L'objectif de ce travail a été de caractériser les parcelles situées le long des itinéraires de mesures, sachant que l'interprétation des observations pédologiques ainsi effectuées, peut permettre ensuite d'estimer certains paramètres physiques qui influencent l'exhalation du radon à l'échelle locale.

Une caractérisation pédologique a été réalisée sur la totalité des 91 sites sélectionnés sur la zone de Bretagne et sur 34 sites sur le transect languedocien. Celle-ci concerne la parcelle de mesure et le versant dans lequel cette parcelle est située. A l'échelle de la parcelle, une description pédologique détaillée, basée sur des observations morphologiques, est effectuée en 4 à 6 points de

sondage à la tarière à main (longueur de 1,2 m), proches du site de mesure radon, pour tester son homogénéité.

Pour chaque sondage, les horizons des profils de sols rencontrés sont identifiés par la codification décrite ci-dessous. A titre d'exemple, un profil type de sol est illustré par la figure 2-8.

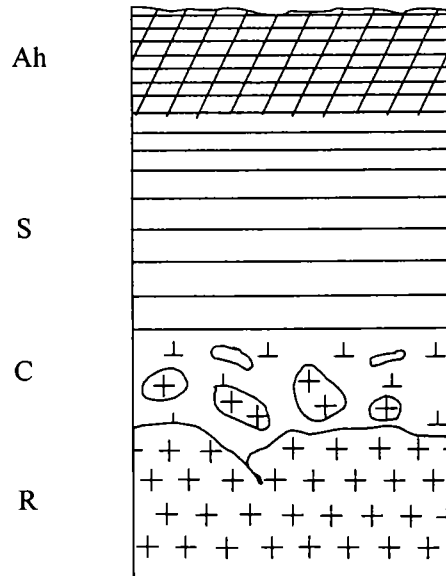


Figure 2-8. Exemple de profil type de sol : brunisol sur granite.

Le type d'horizon suit la notation suivante (AFES, 1995) :

- horizon L : Labour ;
- horizon A : de surface, contenant de la matière organique ;
- horizon S : structural, la structure est microagrégée dans le cas des ALOCRISOLS et polyédrique dans le cas des BRUNISOLS ;
- horizon E : éluvial, marqué par un appauvrissement en argile et en fer et une structure polyédrique peu nette ;
- horizon BT : argilluvial ; horizon enrichi par illuviation en argiles ;
- horizon G : réductique, marqué par un engorgement en eau permanent et une expression du fer sous forme réduite ;
- horizon C : d'altération, les constituants de la roche-mère ont subi une altération physique et chimique plus ou moins poussée ;
- horizon R : roche en place peu altérée ;
- horizon S/C ou BT/C : horizons de transition ;

- horizon OH : horizon organique contenant plus de 70 % en volume de matière organique fine ; il est situé sous un horizon OF ;
- horizon OF : horizon organique formé de résidus végétaux surtout d'origine foliaire, en mélange avec des proportions plus ou moins grandes (moins de 70 % en recouvrement visuel) de matière organique fine ;
- horizon H : horizon organique tourbeux.

Des suffixes sont parfois ajoutés à certains horizons :

- j : jeune, la structure est alors peu exprimée ;
- t : illuviation d'argile débutante ;
- h : humifère, marqué par un enrichissement en matière organique ;
- g : rédoxique, marqué par un engorgement temporaire en eau et une expression de fer sous forme de taches oxydées ;
- a : albique, appauvrissement poussé marqué par un blanchiment généralisé de l'horizon ;
- d : dégradé, marqué par des taches blanchâtres.

En ce qui concerne *la profondeur*, les limites supérieures et inférieures de chaque horizon sont notées. *La couleur* de la matrice de l'horizon est identifiée par ses paramètres de teinte, clarté et pureté en utilisant les codes de la charte de couleur Munsell (1994). La couleur des *taches* dominantes est indiquée le cas échéant. *La texture* est appréciée manuellement ; les classes utilisées sont celles du triangle de texture du GEPPA (1981) reporté dans l'annexe 2-4. *La teneur en matière organique* est estimée par la couleur et le toucher.

La succession des horizons d'un sondage est ensuite synthétisée. Pour les sols du transect breton, elle est basée sur la codification classiquement adoptée pour la cartographie des sols armoricains (Rivière et al., 1992). Trois caractères sont codés :

- l'intensité de l'hydromorphie,
- le développement du profil,
- la profondeur du sol jusqu'au sommet de l'horizon d'altération du substrat.

Dans l'Hérault, ces mêmes caractéristiques sont reportées sur les fiches de sondage, ainsi que le pourcentage de cailloux (Cx), la réserve en eau utile (RU), une estimation de la perméabilité du sol (K), le taux de calcaire et le pH.

Sur le transect breton, le rattachement aux références du Référentiel Pédologique (AFES, 1995) a été réalisé grâce aux descriptions de fosses creusées sur 10 sites représentant les principaux types de sols rencontrés sur cette zone (Lamandé, 1999).

La région Languedoc-Roussillon est l'une des mieux étudiées du territoire français. Le laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Montpellier a réalisé depuis près de 40 ans de nombreuses études régionales. Depuis 10 ans, une synthèse cartographique de ces études au 1/250 000 est entreprise (carte des pédopaysages au 1/250 000, Barthès et al., 1999 ; INRA Montpellier). Celle-ci a bénéficié de la réalisation de 3000 profils environ, dont plus de 600 dans l'Hérault. De plus, il existe également une carte des sols de Lodève à l'échelle 1/100 000 (Bonfils, 1993. INRA Editions) et une étude faite au préalable à la restructuration du vignoble et des collines du Salagou et du Lodévois (Bonfils, 1978 ; INRA Montpellier). Suite à la consultation de ces travaux, 35 profils de sols ont été répertoriés dans les secteurs à cartographier. Ainsi, plutôt que d'ouvrir de nouveaux profils, il a été décidé d'échantillonner les sols sur les 34 sites de mesures radon. Au total, 59 échantillons ont été prélevés en surface (0-25 cm) et en profondeur (préférentiellement entre 25 et 60 cm) dans des horizons homogènes, et les résultats ont été rapportés aux profils existants (profils effectués pour la réalisation des cartes à l'échelle 1/250 000 et 1/100 000 de l'INRA de Montpellier).

IV.2. Cartographies des unités de sols des transects à l'échelle 1/50 000.

Les unités cartographiques identifiées distinguent les sols, au sein d'une même référence pédologique, en reprenant les regroupements élaborés au cours de la campagne de caractérisation des sites de mesures ponctuelles du radon (paragraphe précédent). Les levés ont été réalisés par prospection à la tarière, sur une bande d'environ 500 m de large centrée sur l'itinéraire.

Sur le transect de Bretagne, une partie des itinéraires est couverte par les cartes départementales des terres agricoles au 1/50 000 de Concarneau et de Rosporden (1984). Sur cette partie, notre travail a consisté à établir la correspondance entre la légende de ces cartes et les types de sols que nous souhaitons identifier.

IV.3. Quantification des propriétés physiques des sols de l'ensemble des sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon.

En chaque point choisi pour effectuer les mesures de la concentration en radon dans le sol et du flux de radon en surface du sol, un prélèvement volumique de 100 cm³ de sol a été effectué. La

profondeur d'échantillonnage correspond à celle de la mesure de l'activité volumique du radon dans le sol, c'est-à-dire à 50 cm de profondeur en règle générale. Pour chaque échantillon, la teneur en eau pondérale et la densité apparente ont été mesurées par la méthode gravimétrique : les échantillons pesés au moment du prélèvement sont ensuite conditionnés dans des sacs étanches, puis pesés après séchage dans une étuve à 105°C pendant 48 h.

L'*humidité pondérale* h_p de chaque échantillon de sol est calculée ainsi :

$$h_p = (\text{poids humide} - \text{poids sec}) / \text{poids sec}.$$

La *densité apparente* d'un sol sec ρ' est calculée par le rapport :

$$\rho' = \text{poids sec} / \text{volume de l'échantillon}.$$

L'*humidité volumique* h_v , est alors obtenue par le produit :

$$h_v = h_p \times \rho'.$$

La *porosité volumique totale* p des horizons échantillonnés est calculée d'après l'équation suivante : $p = (\rho - \rho') / \rho$,

en prenant une densité de solide ρ moyenne de 2,65.

V. Outils de traitement et d'interprétation des données.

V.1. Représentation cartographique croisée des résultats : intégration des données dans un Système d'Information Géographique.

Nous avons synthétisé l'ensemble des données acquises dans un Système d'Information Géographique (S.I.G.), sous le logiciel ArcView. Celui-ci comprend la réalisation de plusieurs couches d'informations, représentées sous forme cartographique, dans un repère de coordonnées choisi (il s'agit de la projection conique conforme Lambert II étendu).

Les différentes couches d'informations sont les suivantes :

- les formations géologiques,
- les failles,
- les lithologies,
- la lithogéochimie,
- les unités pédologiques,

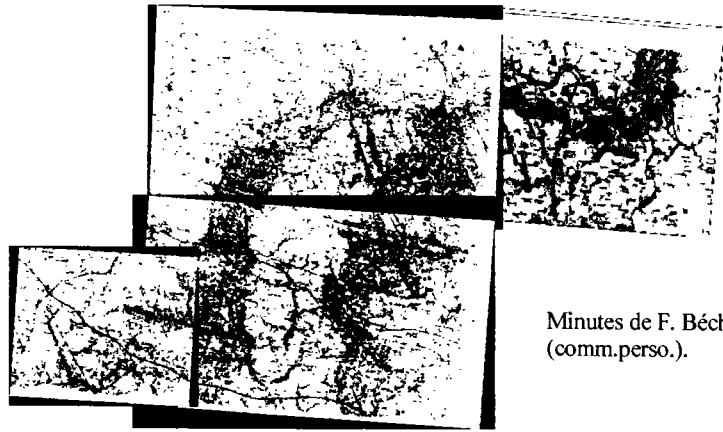
- l'activité volumique du radon dans l'atmosphère mesurée en continu sur les itinéraires définis,
- les résultats des différentes mesures ponctuelles réalisées : activité volumique du radon dans le sol, flux de radon à la surface du sol, porosité, humidité, activité en radium 226 du sol.

Considérons, à titre d'exemple, la réalisation des couches « carte géologique » et « failles » du transect breton. Celles-ci ont été réalisées sur la base des cartes géologiques au 1/50 000 de Rostrenen (Bos et al., 1997) et de Concarneau (Béchenec et al., 1996), et des minutes de F. Béchenec, sur les feuilles de Rosporden et de Plouay (levés au 1/50 000 en cours, non édités). Les cartes de Rostrenen et de Concarneau ont été digitalisées dans leur totalité. En ce qui concerne les cartes en cours de levés, la digitalisation n'a été effectuée que sur des bandes de quelques kilomètres de large, de part et d'autre des itinéraires de mesures radon. Cette partie du transect est illustrée sur la figure 2-9 qui rend compte des différentes étapes de réalisation de la carte géologique digitalisée : création de plusieurs images numérisées couvrant les levés géologiques, puis redressement de ces images pour les projeter dans le système de coordonnées Lambert II étendu, et enfin digitalisation manuelle des différents objets cartographiques (polygones pour les formations géologiques et lignes pour les failles) afin d'obtenir la couche des contours géologiques et la couche des failles. A chaque polygone est ensuite affecté un certain nombre d'attributs (symboles, nom de la formation ...) et un code couleur, conduisant alors à la couche des formations géologiques finale. La superposition des couches des formations géologiques et des failles permet d'obtenir une carte géologique du transect. La carte des lithologies a été effectuée à partir de la couche des formations géologiques. La couche lithologique a ensuite conduit à la réalisation de la couche lithogéochimique, en attribuant à chaque lithologie une gamme de teneurs moyennes en uranium.

La réalisation et la superposition de ces différentes couches d'informations permet ainsi :

- de visualiser cartographiquement les résultats,
- d'effectuer l'analyse spatiale de chaque paramètre étudié,
- de croiser ces différentes données afin de les comparer et de déterminer les éventuelles corrélations spatiales les reliant.

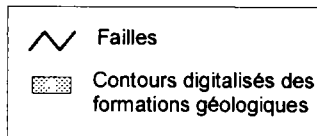
Numérisation des levés géologiques au 1/50 000, et géoréférencement de ceux-ci dans le système de projection Lambert II étendu :



a)

Minutes de F. Béchenec (comm.perso.).

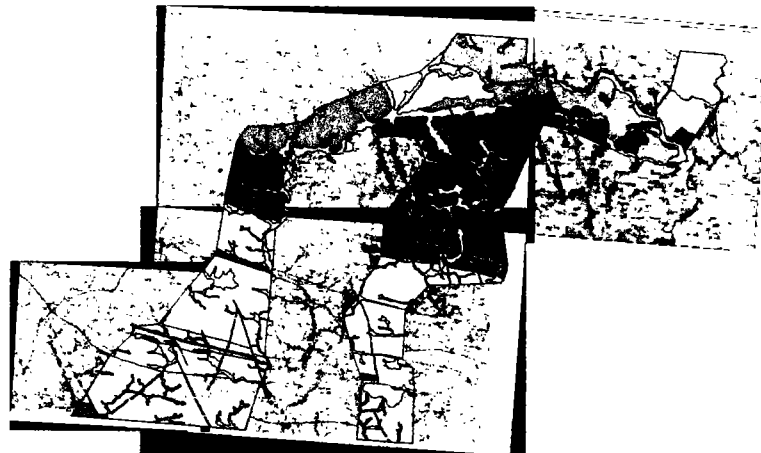
Digitalisation des contours et structures géologiques :



b)

Création d'une table d'attributs pour chaque entité polygonale et linéaire. Finalisation de la carte géologique géoréférencée.

Formations superficielles	
	Grès, poudingue et formation à galets
	Colluvions, alluvions holocènes
	Formations résiduelles des plateaux
UNITES METAMORPHIQUES ET PLTONIQUES	
Domaine septentrional	
	Granite de Cascadec
	Granodiorite de St Fiacre
	Granite de Koad Loc'h
	Granite de Langonnet
	Micaschistes briovéniens
Domaine central	
	Granite d'Ergué
	Ultramylonites
	Orthogneiss de St Thurien
	Formation d'Eliant : micaschistes
Domaine méridional	
	Métadiorite du Ménéc
	Granite de Pluguffan
	Orthogneiss de Nizon : faciès fin
	Amphibolites de Koad Konk
	Gneiss fin quartzeux
	Formation de Melgven : micaschistes
	Groupe de Nerly indifférencié
	Failles



c)

Figure 2-9. Description des différentes étapes de réalisation d'une carte géologique digitalisée à l'échelle 1/50 000. Exemple du travail effectué à partir des minutes des feuilles de Plouay et de Rosporden (Béchenec, comm.perso.) correspondant à la partie centrale du transect breton.

V.2. Approche théorique : développement d'un outil de quantification du flux de radon à la surface du sol à partir des caractéristiques géologiques et pédologiques locales (TRACHGEO).

L'outil TRACHGEO (Transport du Radon dans une Couche Homogène limitée à sa base par une formation GÉOLOGIQUE) est un modèle simplifié de la migration du radon par diffusion dans l'espace poral du sol et de la roche. Celui-ci a été développé en collaboration avec Cécile Ferry (IPSN-DPRE/SERGD/LEIRPA). Il permet de calculer les activités volumiques du radon dans le sol à différentes profondeurs ainsi que le flux de radon à la surface du sol, à partir des propriétés chimiques et physiques de la roche et du sol.

Les hypothèses sont les suivantes : le système est à l'équilibre séculaire ; le transport du radon est vertical et seulement dû à la diffusion dans les pores ; il n'existe pas d'adsorption du radon sur les grains solides ; le rapport de distribution du radon entre phase liquide et phase gazeuse dans l'espace poral est donné par la loi de Henry ; toutes les propriétés de l'épaisseur de sol sont constantes à travers la colonne étudiée.

Dans ce cas, le transport du radon à l'équilibre dans le milieu poreux (sol) est gouvernée par l'équation (z axe vertical orienté vers le haut) :

$$D \cdot \frac{d^2 C}{dz^2} - \lambda \cdot C + \lambda \cdot \frac{\rho_d \cdot E \cdot C_{Ra}}{p_{eff}} = 0 \quad (\text{Rogers et Nielson, 1991})$$

avec, C : concentration totale du radon dans les pores (en terme d'activité volumique, Bq.m⁻³) ;
 p : porosité volumique totale du milieu (sans dimension) ;
 ρ_d : densité à sec du sol (kg.m⁻³) ;
 E : facteur d'émanation total du radon dans le sol (sans dimension) ;
 C_{Ra} : concentration en radium du sol (en terme d'activité massique, Bq.kg⁻¹) ;
 D : coefficient de diffusion du radon global dans les pores du sol (m².s⁻¹) ;
 λ : constante de désintégration du radon (2.1 10⁻⁶ s⁻¹) ;
 z : distance parcourue (m).

La porosité effective, p_{eff} (-), est donnée par la relation (Rogers et Nielson, 1991) :

$$p_{eff} = p \cdot (1 - m + k_H \cdot m)$$

où p est la porosité totale du sol (-); m , la saturation en eau du sol (-) et k_H , la constante de la loi de Henry (0.25).

À la surface du sol, la concentration de radon est égale à zéro. La concentration de Rn dans la phase gazeuse de la roche sous-jacente, C^r est supposée ne pas être affectée par le transport et est donnée par :

$$C^r = \frac{\rho_d^r \cdot E^r \cdot C_{Ra}^r}{(1 - m + k_H \cdot m) \cdot p^r}$$

où r fait référence aux propriétés de la roche (ici, on admet que la saturation en eau de la roche est égale à la saturation en eau du sol). Par continuité, elle impose la concentration de Rn dans la phase gazeuse à l'interface sol – roche.

Le flux de Rn à la surface du sol est obtenu en résolvant l'équation du transport du radon avec les conditions limites énoncées précédemment :

$$F = p_{eff} \cdot \sqrt{\lambda} \cdot D \cdot \left(\frac{C^s}{th(H/l_d)} + \frac{C^r - C^s}{sh(H/l_d)} \right)$$

où

$$C^s = \frac{\rho_d \cdot E \cdot C_{Ra}}{(1 - m + k_H \cdot m) \cdot p}$$

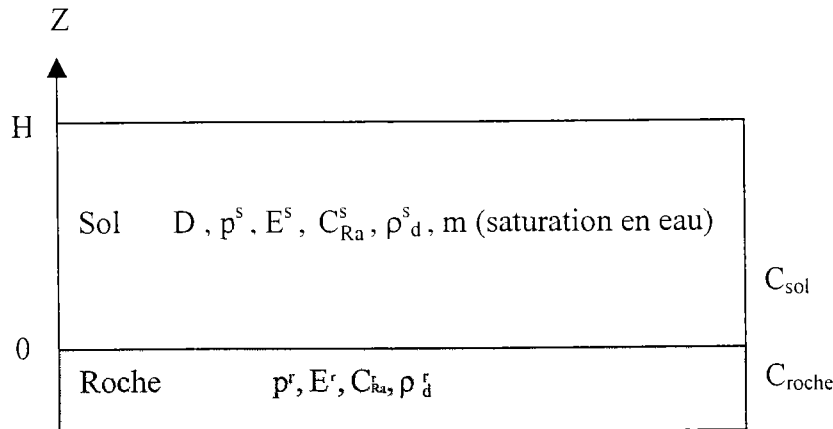
$l_d = \sqrt{\frac{D}{\lambda}}$ est la longueur de diffusion du Rn dans le sol (m) et H , la hauteur totale de la colonne de sol (m).

Le coefficient de diffusion du radon D dépend essentiellement de la teneur en eau du sol et de sa porosité (Tanner, 1964). Plusieurs fonctions empiriques ont été utilisées dans la littérature pour calculer le coefficient de diffusion du radon à partir des propriétés du sol communément mesurées. Le coefficient de diffusion moyen du radon dans les pores du sol utilisé dans TRACHGEO, est donné par la relation établie par Rogers et Nielson (1991) :

$$D = p \cdot D_0 \cdot \exp(-6 \cdot m \cdot p - 6 \cdot m^{14} p)$$

où D_0 est le coefficient de diffusion du Rn dans l'air ($1.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

La géométrie du problème est la suivante :



On en déduit l'expression du flux de Rn à la surface du sol F (Bq.m⁻².s⁻¹) :

$$F = p\sqrt{\lambda D} \times \left[\frac{1+e^{2H/d}}{-1+e^{2H/d}} \times C_{\text{sol}} + \frac{2e^{H/d}}{e^{2H/d}-1} \times (C_{\text{roche}} - C_{\text{sol}}) \right]$$

Le détail de la modélisation adoptée est reporté dans l'annexe 2-5. Les paramètres d'entrée de l'outil de calcul sont donc les suivants :

- les propriétés du sol ,
 - épaisseur totale du sol H estimée à partir des levés sur le terrain (m) ;
 - humidité volumique du sol, h_v (sans dimension),
 - porosité volumique totale du sol, p^s (sans dimension) ;
 - constante de désintégration λ du radon 222 (2,1.10⁻⁶ s⁻¹) ;
 - facteur d'émanation du radon dans un sol saturé (0,2) et dans un sol sec (0,05) d'après Porstendörfer (1994) et Greeman et Rose (1996), pour un sol contenant de fines particules ;
 - activité en radium du sol, C_{Ra} (Bq.kg⁻¹) ;
 - densité apparente à sec du sol, ρ^s_d (kg.m⁻³) ;
- les propriétés de la roche ,
 - porosité volumique totale p^r estimée d'après les valeurs de la littérature ;
 - facteur d'émanation du radon dans la roche E^r estimé à 0,1 (Porstendörfer, 1994 ; UNSCEAR, 1988) ;
 - activité en uranium (Bq.kg⁻¹) ;
 - densité de la roche ρ^r_d estimée à 2700 kg.m⁻³ (densité moyenne de la croûte terrestre).

CHAPITRE 3

MISE EN EVIDENCE DE L'INFLUENCE DE LA LITHOGEOCHIMIE SUR L'EXHALATION DU RADON

Ce chapitre discute du rôle de la teneur en uranium du sous-sol sur l'exhalation du radon.

Nous explicitons tout d'abord l'analyse lithogéochimique^() effectuée sur les deux zones d'étude de Bretagne et du Languedoc. Les résultats obtenus conduisent à une classification des formations géologiques observées en fonction de leur teneur en uranium et, ainsi, à la cartographie du potentiel source du radon dans le sous-sol.*

Les cartes lithogéochimiques réalisées sont ensuite confrontées à l'hétérogénéité spatiale des niveaux de radon mesurés sur le terrain : notre étude montre qu'il est possible de relier un potentiel d'exhalation du radon donné à une gamme de teneurs en uranium.

^(*) Cette étude a nécessité l'acquisition de nombreuses informations géologiques cartographiques et chimiques. Aussi, les levés géologiques au 1/50 000 non édités, ainsi que les analyses chimiques des formations géologiques étudiées sur les deux zones ont été communiquées par le BRGM, dans le cadre de la collaboration établie avec l'IPSN. Pour le transect du Languedoc, la synthèse lithogéochimique a été effectuée à partir d'un premier travail réalisé par E. Thévenin dans le cadre d'un stage au BRGM.

Table des matières

CHAPITRE 3 : MISE EN EVIDENCE DE L'INFLUENCE DE LA LITHOGECHIMIE SUR L'EXHALATION DU RADON	81
I. Remarques préliminaires sur les roches plutoniques hercyniennes	83
I.1. Les différentes classifications des granitoïdes collisionnels.....	83
I.2. La classification adoptée.....	86
I.3. Application de cette classification.....	87
I.4. Relation entre les différents types de granitoïdes et leurs teneurs en uranium.....	88
II. Lithogéochimie du transect de Bretagne du Sud	96
II.1. Caractéristiques géologiques du transect.....	96
II.1.1. Contexte géologique régional.....	96
II.1.2. Géologie de la zone étudiée.....	97
II.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.....	98
II.2.1. Classification lithologique des formations géologiques.....	98
II.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.....	102
II.2.2.1. Les granitoïdes.....	102
II.2.2.2. Les formations métamorphiques.....	104
II.2.2.3. Les formations sédimentaires.....	109
II.2.3. Synthèse des résultats.....	109
II.3. Comparaison des levés au sol (carte lithogéochimique) et des levés aéroportés (cartes radiométriques).....	111
II.3.1. Levés radiométriques des teneurs en eU et lithogéochimie.....	111
II.3.2. Comparaison de la carte radiométrique du rapport eTh/eU et de la carte lithogéochimique.....	115
III. Lithogéochimie du transect du Languedoc	117
III.1. Contexte géologique.....	117
III.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.....	122
III.2.1. Classification lithologique.....	122
III.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.....	122
III.2.3. Synthèse des résultats.....	123
IV. Impact des caractéristiques lithogéochimiques sur le signal radon dans l'environnement extérieur et dans l'habitat	127
IV.1. Influence de la lithogéochimie sur les niveaux de radon dans le sol et dans l'atmosphère.....	127
IV.1.1. Transect de Bretagne.....	127
IV.1.2. Transect du Languedoc.....	137
IV.2. Implication des variations lithogéochimiques sur l'hétérogénéité des activités volumiques du radon dans l'habitat.....	142
IV.2.1. Transect de Bretagne.....	142
IV.2.2. Transect du Languedoc.....	143
IV.3. Cas particulier des ultramylonites de la zone de cisaillement sud armoricaine.....	147
IV.4. Apport des levés radiométriques aéroportés (teneurs en eU) dans le cadre de la cartographie du potentiel d'exhalation du radon (transect breton).....	148
IV.5. Conclusions du chapitre.....	150

I. Remarques préliminaires sur les roches plutoniques hercyniennes.

Les formations géologiques du transect de Bretagne sont en majeure partie des granitoïdes d'origine collisionnelle. En préliminaire à la synthèse lithogéochimique effectuée sur la totalité des formations de cette zone, il est nécessaire d'explicitier l'étude menée plus particulièrement sur ces roches plutoniques, car celle-ci doit être réalisée en plusieurs étapes, pour deux raisons principales : d'une part, la typologie de ces granitoïdes est complexe et peut être établie suivant différentes classifications et, d'autre part, ils présentent des teneurs en uranium fortement variables. Aussi, notre travail consiste, tout d'abord, à classer ces granitoïdes en fonction de leur type pétrogénétique et ensuite, à établir une correspondance entre les différents types de granitoïdes discriminés et leurs gammes probables de teneurs en uranium.

En outre, le nombre d'analyses disponibles pour chaque granitoïde du transect breton est souvent restreint. La question de la représentativité statistique de ces données se pose alors, puisque celles-ci ne peuvent suffire pour rendre compte des caractéristiques globales d'un massif. Par conséquent, nous avons opté pour une classification générale des granitoïdes collisionnels, qui permette de déduire leurs caractéristiques chimiques, notamment leur teneur en uranium, en fonction de l'association pétrogénétique à laquelle ils appartiennent. Pour cela, d'autres analyses de granitoïdes varisques, situés dans le Massif armoricain, le Massif central, les Pyrénées ou la Corse, sont utilisées en complément. Celles-ci ont été sélectionnées et compilées à partir de la banque de données du BRGM.

Nous exposons tout d'abord les différentes classifications des granitoïdes existantes, puis celle que nous avons adoptée dans le cadre de cette thèse et appliquée aux granitoïdes sélectionnés. Nous discutons enfin du lien existant entre les types de granitoïdes ainsi établis et leurs teneurs en uranium.

I.1. Les différentes classifications des granitoïdes collisionnels.

La chaîne hercynienne constitue un orogène ancien (Dévonien-Permien) né en contexte collisionnel, c'est-à-dire dans une zone où s'affrontent deux blocs crustaux non océaniques. Cette orogénèse a eu pour conséquence une importante activité plutonique conduisant à la mise en place de nombreux massifs granitoïdes dits de type collisionnel.

La zone varisque interne française s'étendrait selon une large bande comprenant la Bretagne méridionale, la Vendée et la plus grande partie du Massif central (Autran et Cogné, 1980). Au sein de ce domaine hercynien, différents types de granitoïdes ou d'associations granitoïdes peuvent être distingués. Ce plutonisme granitique est essentiellement acide ($\text{SiO}_2 > 63 \%$), sursaturé (granites), non alcalin, hyperalumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} > 1,1$ en pourcentages molaires) et fortement potassique. Les auteurs français y distinguent classiquement deux grandes familles séparées par une lacune naturelle : les granodiorites et les leucogranites (Didier et Lameyre, 1969 ; Autran et Lameyre, 1980), qui correspondraient respectivement aux termes de « granites à biotite » et de « granites à biotite et muscovite » utilisés par les cartographes français. Cette discrimination est notamment reprise dans la légende de la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1996). Les leucogranites sont plus riches en silice ($\text{SiO}_2 > 70 \%$), en alumine et plus pauvres en fer, magnésium, calcium et titane que les granodiorites (Didier et Lameyre, 1969). Les roches basiques ($\text{SiO}_2 < 52 \%$) sont très peu abondantes. On les trouve, soit sous forme de corps centimétriques ou hectométriques en enclaves dans les plutons granitiques, ou en petites intrusions séparées (vaugnérites : diorites micacées riches en potassium et en magnésium), soit en filons tardifs recoupant les granitoïdes et les formations encaissantes (lamproïtes : minettes, kersantites). Ces termes basiques magnésiens sont plus riches en K_2O que les roches basaltiques communes. Il existe également des tonalites. Ce plutonisme intermédiaire à acide, moyennement à fortement potassique et métalumineux, s'est mis en place à un stade précoce de la chaîne, antérieurement aux leucogranites et aux granodiorites.

De nombreuses typologies ont été proposées pour classer ces granitoïdes : elles sont basées sur les caractéristiques cristallographiques des zircons (Pupin, 1980), la nature des enclaves (Didier et al., 1982), les variations chimiques (De La Roche, 1980 ; De La Roche et al., 1980 ; Debon et Le Fort, 1983), la minéralogie (Rossi et Chèvremont, 1987), ou sur la combinaison de ces différents paramètres (Didier et Lameyre, 1969 ; Chappel et White, 1974 ; Stussi, 1989). Les classifications les plus couramment utilisées sont les suivantes :

i) Granodiorites et leucogranites.

Cette typologie proposée par Didier et Lameyre en 1969 et déjà évoquée précédemment, permet de différencier deux types de granitoïdes dans la zone interne de la chaîne hercynienne : les granodiorites et les leucogranites. Ces auteurs soulignent également la présence d'enclaves microgrenues arrondies, éruptives, porphyriques ou doléritiques, qui seraient les témoins de

l'injection de magmas basiques dans des magmas acides et donc de la participation du manteau à la genèse des magmas.

ii) Type S et type I.

Chappell et White (1974) opposent une famille de roches très potassiques, hyperalumineuses et siliceuses, dite de type S, à une famille dite de type I, constituée de roches moins potassiques, moins alumineuses et dont les compositions s'échelonnent depuis un pôle basique jusqu'à un pôle acide. Les granitoïdes de type S seraient issus de l'anatexie d'un matériau crustal sédimentaire (« S »), tandis que ceux de type I résulteraient de la fusion partielle d'un matériau igné (« I »). Ces auteurs notent, en effet, la présence de xénolites « mafiques » dans les types I et « métasédimentaires » dans les types S.

iii) Associations de granitoïdes collisionnels varisques.

De La Roche et al. (1980) proposent une classification basée sur des paramètres chimico-minéralogiques qui permettent de distinguer trois grandes lignées : alumino-potassique, calco-alcaline et subalcaline (« presque alcalin »). Une carte de répartition de ces lignées a été dessinée par Stussi (1989), qui recouvre à la fois les domaines varisques interne et externe, et le domaine cadomien.

* **La lignée alumino-potassique**, tout d'abord, regroupe des roches hyperalumineuses ($Al_2O_3/Na_2O+CaO+K_2O$ en % molaires $> 1,1$) et très potassiques. De La Roche et al. (1980) y distingue un « **type Guéret** », dit cafémique car riche en Fe, Ca, Mg, et un « **type Limousin** ». Les granitoïdes de type Guéret appartiennent à la famille des granodiorites ($63 < SiO_2 < 70$ % et $1 < MgO < 3$ %) et les principales roches sont des granodiorites et des granites à biotite-muscovite ou cordiérite. Ce type inclut à la fois des granites à enclaves tonalitiques (granite de Guéret au sens strict ; Vauchelle, 1988) et des granites à enclaves vauognéritiques (« sous-type Margeride » : massifs de la Margeride, Couturié, 1977 ; du Velay, Sabatier, 1980 et de Brignogan, Georget, 1986). Ces enclaves seraient les témoins d'un mélange de magmas mantelliques et de magmas d'origine crustale. Les granitoïdes de type Limousin, quant à eux, appartiennent à la famille des leucogranites ($SiO_2 > 70$ % et $MgO < 1$ %) : il s'agit de leucogranites à deux micas ou à muscovite-tourmaline. Ils seraient issus d'un matériau crustal sédimentaire ou igné.

* **La lignée calco-alcaline**, ensuite, est moins alumineuse, moins potassique et en général plus basique que la lignée alumino-potassique. Elle est constituée de gabbros, diorites, tonalites, granodiorites et granites.

* **La lignée subalcaline**, quant à elle, se distingue de la lignée alumino-potassique par son caractère plus alcalin et moins alumineux, et de la lignée calco-alcaline par son caractère plus alcalin et plus potassique, ainsi que par la présence d'enclaves et parfois de massifs de roches basiques potassiques. Les roches sont des monzogabbros (vaugnérîtes), monzodiorites, monzonites, monzogranites et des granites.

I.2. La classification adoptée.

La classification française actuelle des granitoïdes est celle proposée par De La Roche et al. en 1980 précédemment décrite. Rappelons que celle-ci est basée sur les analyses en éléments majeurs, ainsi que sur les caractéristiques pétrographiques. Trois associations sont distinguées :

- l'association calco-alcaline,
- l'association subalcaline,
- l'association alumino-potassique.

En toute rigueur, cette classification repose sur la reconnaissance de lignées évolutives dans des diagrammes multicationiques complexes. On peut néanmoins simplifier cette approche par l'utilisation de paramètres pétrologiques classiques, visualisés dans des diagrammes binaires. Ces paramètres sont :

- 1/ la teneur en silice qui mesure l' « acidité » des roches ;
- 2/ la teneur en potassium qui, à une concentration en silice donnée, définit une roche comme « faiblement », « moyennement » ou « fortement potassique » et au-delà, comme shoshonitique (nomenclature de Peccerillo et Taylor, 1976) ;
- 3/ l'indice d'aluminosité, noté A/CNK et correspondant au rapport $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ en pourcentages molaires, qui sépare les roches métalumineuses ($A/CNK < 1,1$) et peralumineuses ($A/CNK \geq 1,1$) ;
- 4/ le nom de la roche déterminé, soit par l'analyse modale (proportions des phases minérales majeures calculées par comptage de points au microscope), soit par la composition chimique.

Très fréquemment, l'analyse modale n'est pas fournie par les auteurs et le nom de la roche doit être déduit de la composition chimique. Le diagramme Q-P est alors utilisé (Debon et Le Fort, 1983 ; reporté en annexe 3-1), où Q représente le paramètre $Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$ et P le paramètre $K - (Na+Ca)$.

A partir des différents diagrammes, la nature de l'association granitique peut être déduite comme suit :

- association calco-alkaline : roches basiques à acides (gabbro, diorite quartzifère, tonalite, granodiorite, granite), à caractère métalumineux, moyennement à fortement potassique ;
- association subalkaline : roches basiques à acides (monzogabbro, monzodiorite ± quartzifère, monzonite ± quartzifère, granite), à caractère métalumineux, shoshonitique ou fortement potassique (granite) ;
- association alumino-potassique : roches acides (granodiorite, granite) à très acides (leucogranite), peralumineuses et fortement potassiques.

Au sein de l'association alumino-potassique, la distinction entre le type Guéret et le type Limousin (De la Roche et al., 1980) correspond grossièrement à une différence d'acidité, le type Guéret présentant généralement une évolution des granodiorites vers les granites, voire les leucogranites et le type Limousin évoluant des granites vers les leucogranites.

I.3. Application de cette classification.

La méthode précédemment décrite a été appliquée à l'ensemble des analyses compilées, permettant ainsi une classification des massifs géologiques. Les noms des différents massifs de granitoïdes correspondant aux analyses compilées sont indiqués dans les tableaux de synthèse de l'annexe 3-1. Les diagrammes de classification (K_2O vs SiO_2 ; A/CNK vs SiO_2 ; Q-P) de ces granitoïdes sont également reportés dans l'annexe 3-1.

Les granitoïdes *alumino-potassiques* ont un caractère peralumineux avec un rapport $A/CNK \geq 1,1$. D'après leurs caractères pétrographiques et chimiques, les granitoïdes de type « Limousin » comprennent des adamellites, des granites et des leucogranites. Le type « Guéret » est constitué de granodiorites, d'adamellites et de granites.

Le diagramme K_2O versus SiO_2 permet de distinguer les *granitoïdes subalkalins des granitoïdes calco-alkalins*. Parmi les granitoïdes calco-alkalins, on distingue des diorites quartzifères, des tonalites, des granodiorites, des adamellites et des granites. Les granitoïdes subalkalins sont constitués de monzodiorites quartzifères, de monzonites quartzifères et de granites.

L'ensemble des résultats de classification ainsi obtenus sont reportés dans les tableaux de l'annexe 3-1.

Une démarche voisine a été adoptée par les auteurs de la dernière édition de la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1996). En effet, quatre types de granitoïdes collisionnels sont distingués :

- les granitoïdes calco-alcalins,
- les granitoïdes subalcalins potassiques,
- les granodiorites et granites peralumineux,
- les leucogranites peralumineux.

On peut noter que ce mode de classification est à peu près équivalent à la distinction en quatre associations et types, proposée par De la Roche (1980). Cette nomenclature a été reportée dans les tableaux de l'annexe 3-1. En général, nos propres attributions sont cohérentes avec celles de la carte géologique au 1/1 000 000 à quelques exceptions près. En effet, sur la carte géologique de Chantraine et al. (1996), le granitoïde de Trégunc est identifié comme subalcalin, alors que nos analyses le classent parmi les granodiorites-granites peralumineux (alumino-potassiques de « type Guéret ») ; le granitoïde d'Auriat est identifié en tant que granodiorite-granite peralumineux, alors que nous le classons en granite-leucogranite peralumineux (alumino-potassique de « type Limousin »), et les granitoïdes de Roscoff et de l'île de Batz sont identifiés en tant que granodiorites-granites peralumineux, tandis que nous les classons comme granitoïdes calco-alcalins. Ces différences de typologie sont probablement à attribuer au fait que toutes les cartes au 1/50 000 n'étaient pas encore levées à l'époque de la réalisation de la carte géologique de la France. Ce manque de données a pu conduire à une classification des granitoïdes parfois approximative. Il apparaît donc nécessaire de lire avec précaution la carte géologique de la France au 1/1 000 000 et de la reprendre d'une manière critique quant à la classification des granitoïdes.

I.4. Relation entre les différents types de granitoïdes et leurs teneurs en uranium.

Il s'agit à présent de savoir s'il existe une relation entre la typologie des granitoïdes, déduite de leurs caractéristiques chimico-minéralogiques, comme décrite précédemment, et leurs teneurs en éléments en traces, en particulier l'uranium.

La teneur des magmas en éléments lithophiles tels que l'uranium est fonction de la nature et de la chimie du matériau source. L'enrichissement en cet élément est ensuite accentué par les processus de différenciation, la teneur en uranium des derniers termes des séries évolutives étant plus élevée. Au cours de la pétrogenèse des granitoïdes, le comportement des éléments

hygromagmaphiles tels que Ta, U, Th, Rb ... varie en fonction des processus impliqués et des phases minérales existantes. En particulier, le thorium a un comportement différent au cours de la genèse des granitoïdes alumino-potassiques : les granitoïdes de type « Limousin » montrent un appauvrissement en Th par rapport à d'autres éléments lithophiles tels que Ta ou U. Celui-ci serait dû au fractionnement du Th au cours de la fusion partielle, à basse température (600-700 °C), d'une source crustale à monazite réfractaire. Le thorium ayant une grande affinité pour ce minéral, il aurait un comportement compatible, contrairement au Ta et à U. Par contre, les granitoïdes de type Guéret, issus d'une source différente, ne présentent pas cet appauvrissement relatif en thorium. Par conséquent, le rapport Th/U a été utilisé afin d'une part, de discriminer les deux sous-types des granitoïdes peralumineux et d'autre part, de tenter d'établir une classification des différents types de granitoïdes en fonction de leur teneurs en uranium, en exprimant le rapport Th/U en fonction de U.

Ainsi, les rapports Th/U et la teneur en uranium des granitoïdes ont été déterminés pour les analyses sélectionnées pour chaque massif et sont reportés dans les tableaux de l'annexe 3-1. Les diagrammes de discrimination Th/U en fonction de la teneur en uranium sont représentés pour l'ensemble de ces analyses et pour les quatre associations de granitoïdes sur les figures 3-1 à 3-5.

- **Les granitoïdes alumino-potassiques (ou peralumineux) :**

* Les *granites-leucogranites peralumineux (alumino-potassiques de type « Limousin »)* présentent une teneur en uranium fortement variable et fréquemment élevée. En effet, elle s'échelonne entre 1 et 30 ppm et dépasse souvent 10 ppm (annexe 3-1 et fig. 3-1). Leur teneur moyenne en uranium varie entre 3,2 et 20,87 ppm et dépasse fréquemment 8 ppm (Fig. 3-3). Leur rapport Th/U varie entre 0 et 16, mais en règle générale, ne dépasse pas 2-3, sauf pour quelques analyses très largement minoritaires des granitoïdes suivants : Millevaches, Ax-les-Thermes, Chanon, Meymac, Mesvres, Jalèches, St Sylvain, Canigou et La Pierre-qui-Vire (Fig. 3-1). Leur rapport Th/U moyen par massif, compris entre 0,05 et 5,29 (Fig. 3-3), est en général inférieur ou égal à 2-3, sauf pour les granitoïdes du Canigou et d'Ax-les-Thermes. Leurs rapports plus élevés (3,69 et 5,29 respectivement) peuvent s'expliquer par leurs fortes teneurs en Th.

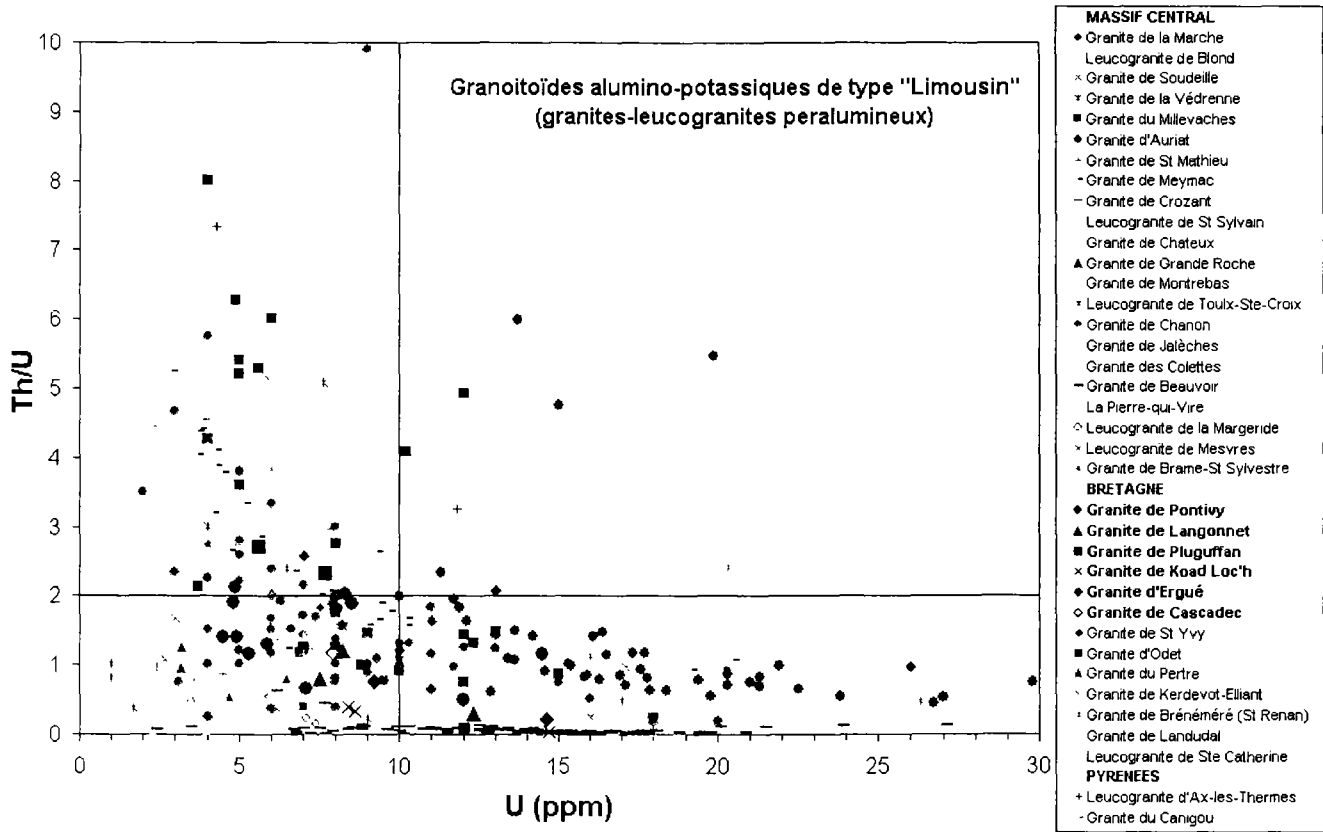


Figure 3-1. Diagramme Th/U versus U (ppm) pour les granites-leucogranites peralumineux. Les granitoïdes du transect sont figurés en gras dans la légende

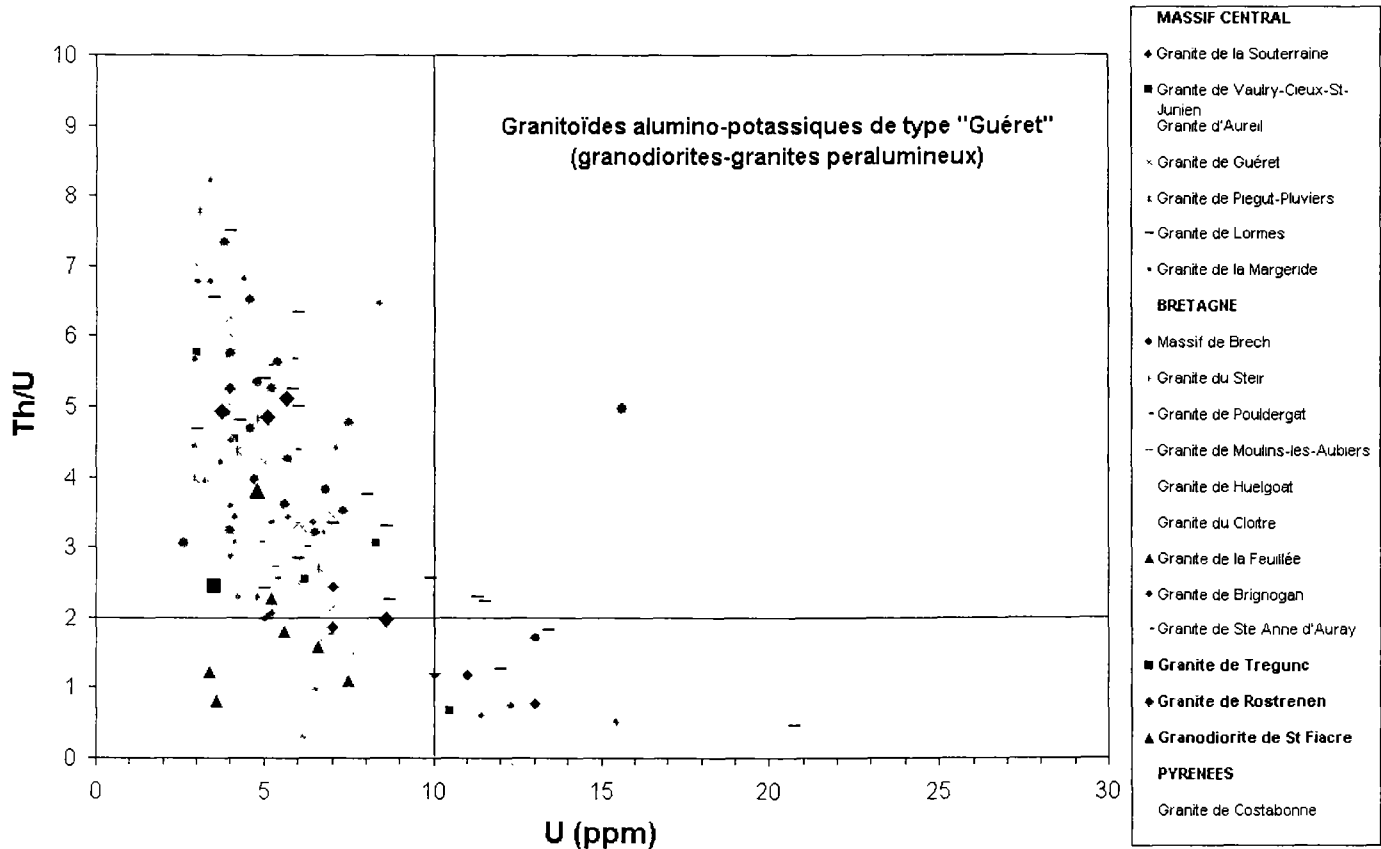


Figure 3-2. Diagramme Th/U versus U (ppm) pour les granodiorites-granites peralumineux (granitoïdes du transect en gras dans la légende).

* Les *granodiorites-granites peralumineux* (alumino-potassiques de type « Guéret ») présentent des teneurs en uranium comprises entre 2,6 et 20,7 ppm (annexe 3-1 et fig. 3-2), en général plus faibles que pour les granites-leucogranites, et rarement supérieures à 10 ppm. Leur teneur moyenne en uranium est inférieure à environ 8 ppm (2,65 à 8,67 ppm ; fig. 3-3). Le rapport Th/U, compris entre 0,3 et 8,21, est plus élevé et souvent supérieur ou égal à 2. Le rapport Th/U moyen varie entre 1,45 et 5,4 (Fig. 3-3); il est en général supérieur à 2, sauf pour les granitoïdes de La Feuillée (1,45), du Cloître (1,52) et d'Huelgoat (1,67).

Une assez bonne discrimination a pu être établie entre d'une part, les granodiorites-granites (type « Guéret ») et, d'autre part, les granites-leucogranites (type « Limousin »). Seuls les granites-leucogranites présentent des teneurs en uranium pouvant dépasser 10 ppm et une teneur moyenne en uranium pouvant être supérieure à 8 ppm (Fig 3-3).

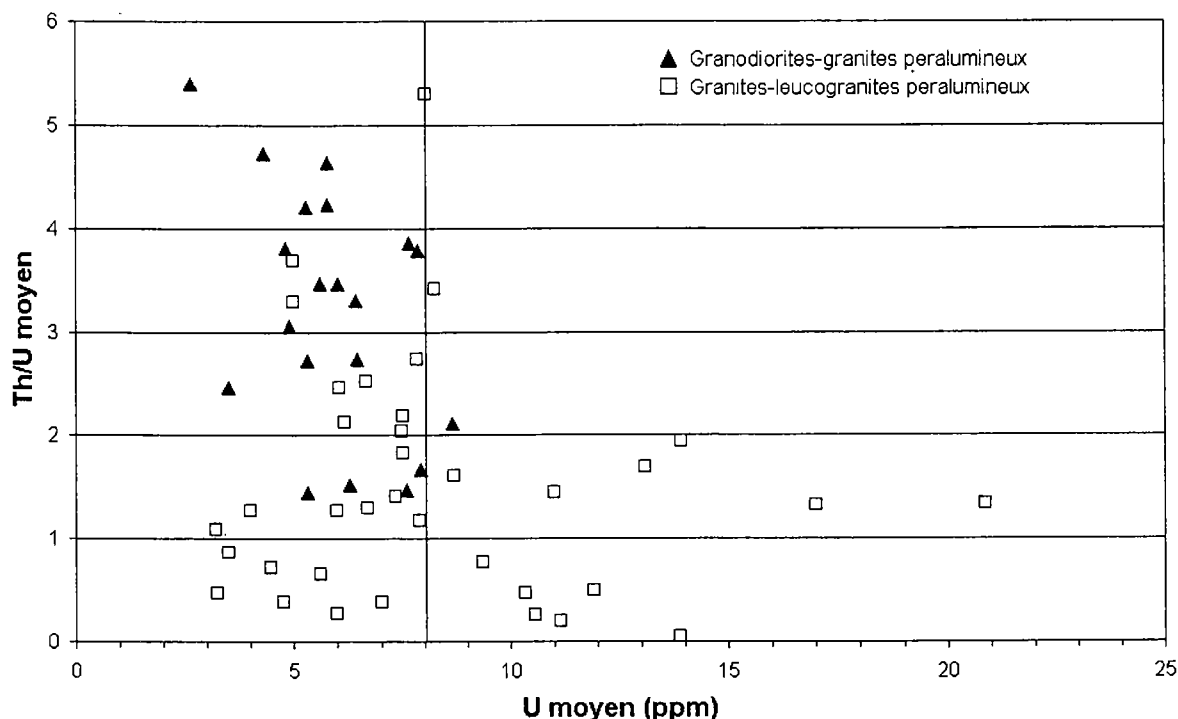


Figure 3-3. Diagramme du rapport moyen Th/U en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les deux sous-types de granitoïdes peralumineux.

- **Les granitoïdes subalcalins.**

Ces granitoïdes sont relativement riches en uranium : leur teneur varie entre 2 et 34 ppm (annexe 3-1 et fig. 3-4.a.) et peut dépasser 10 ppm pour de nombreux massifs. Leur teneur moyenne

en uranium est comprise entre environ 4 (3,86) et 21 ppm (Fig. 3-4.b.). Leur rapport Th/U est globalement supérieur ou égal à 2.

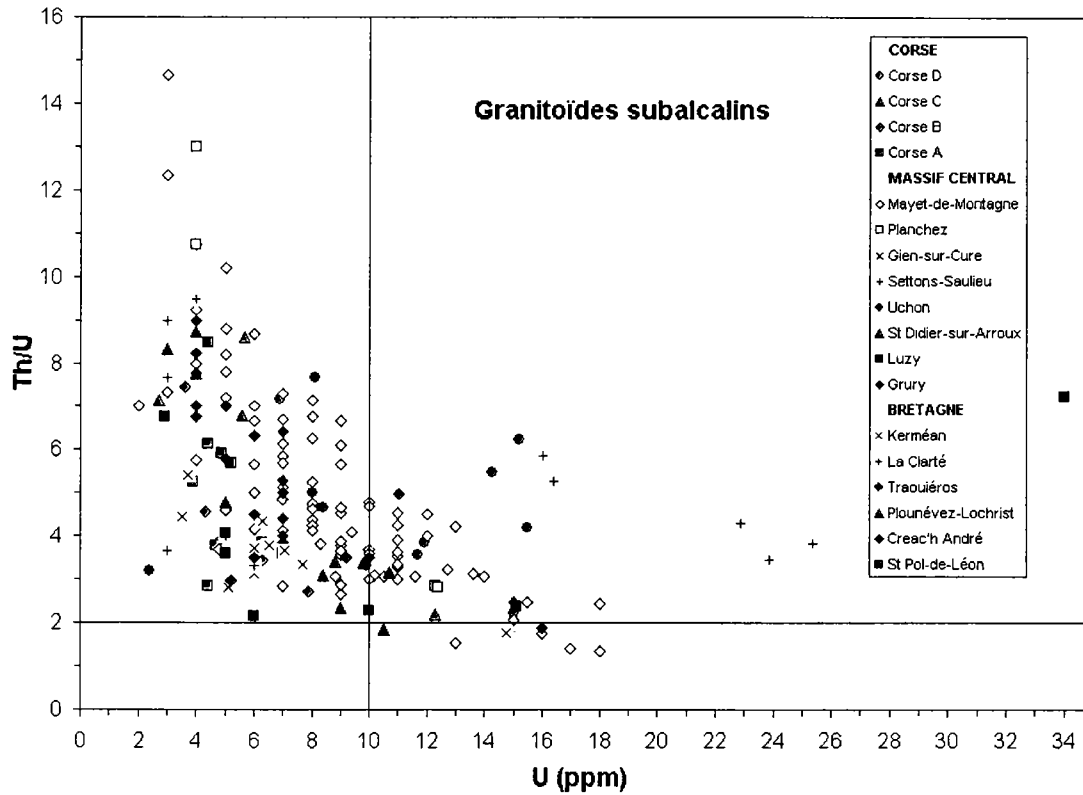


Figure 3-4.a. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les granitoïdes subalcalins.

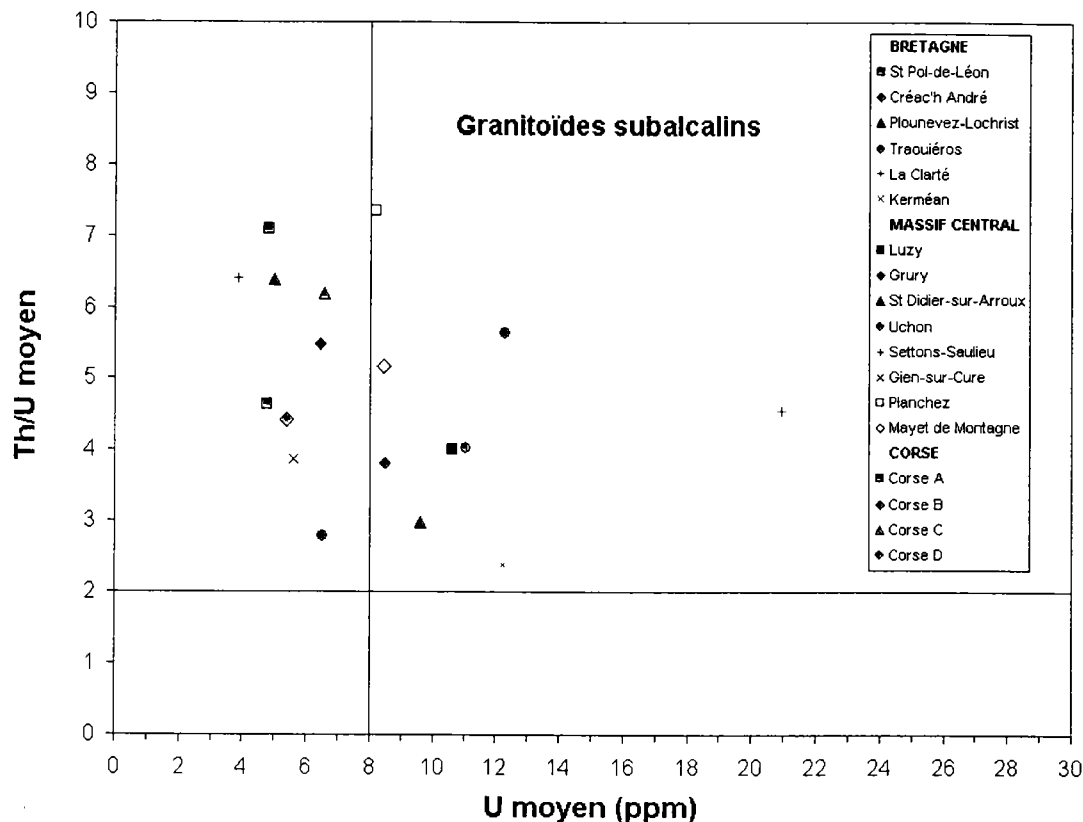


Figure 3-4.b. Diagramme du rapport moyen Th/U en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les granitoïdes subalcalins.

- **Les granitoïdes calco-alcalins.**

Ces granitoïdes présentent des teneurs en uranium variant de 0,2 à 18,9 ppm (annexe 3-1 et fig. 3-5.a). Leur teneur en uranium ne dépasse pas 7-8 ppm en règle générale. Il est à noter l'exception de quelques analyses appartenant à l'association calco-alcaline de Corse, notée Corse 2 et datée à 290 ± 6 Ma (Cocherie, 1984) à 284 ± 20 Ma (Rossi et al., 1993). Or, cette association correspond à des roches très acides, des monzogranites leucocrates (Cocherie, 1984 ; Rossi et Cocherie, 1991), plus riches en uranium. Ces leucomonzogranites constituent de nombreux plutons qui s'étendent sur plusieurs kilomètres et dont la mise en place a été contrôlée par des structures orientées N50. Leur grande abondance sur toute la moitié Sud-Ouest de la Corse (carte géologique de la France au 1/1 000 000 ; Chantraine et al., 1996) est le témoin d'un magmatisme calco-alcalin intrusif plus tardif. En outre, le rapport Th/U des granitoïdes calco-alcalins est en général supérieur ou égal à 2 (annexe 3-1 et fig. 3-5.a.), excepté pour le granitoïde de Coron-Vezins, de la Mouclerie, de Moncutant et pour quelques analyses du massif du Chatillonnais.

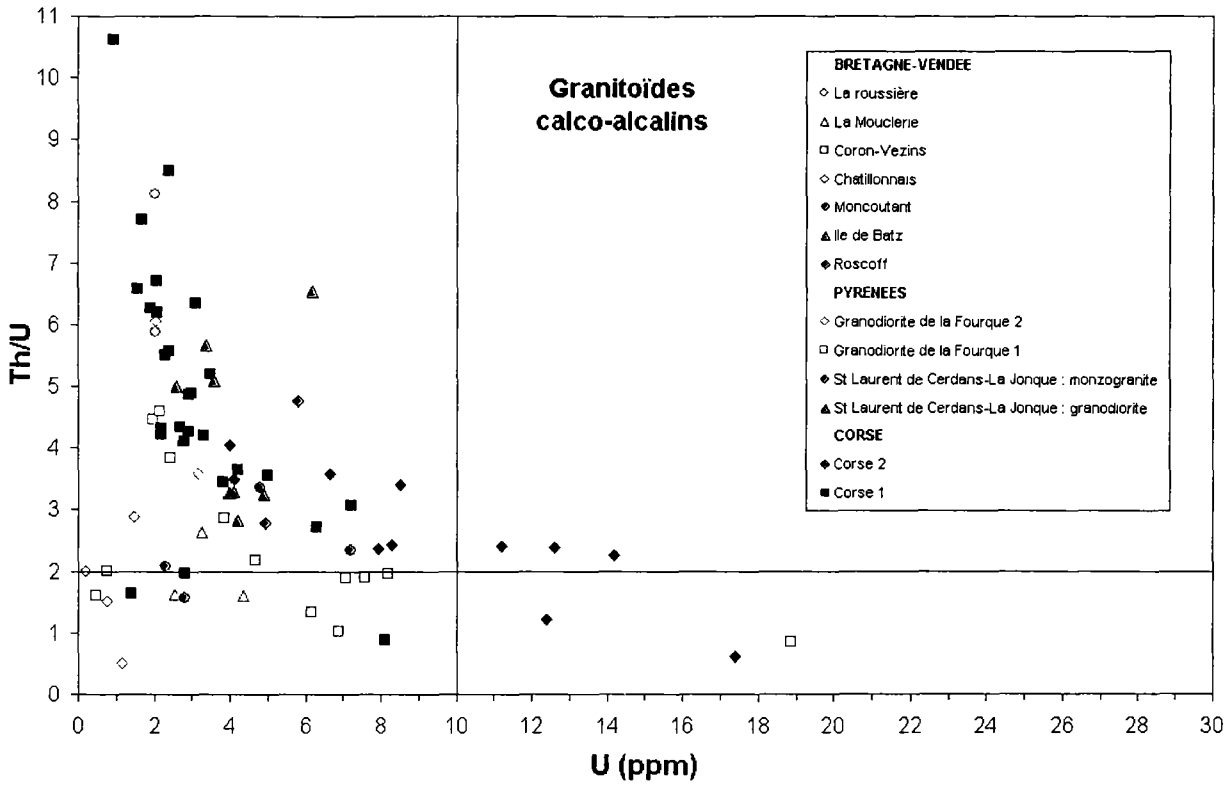


Figure 3-5.a. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les granitoïdes calco-alcalins.

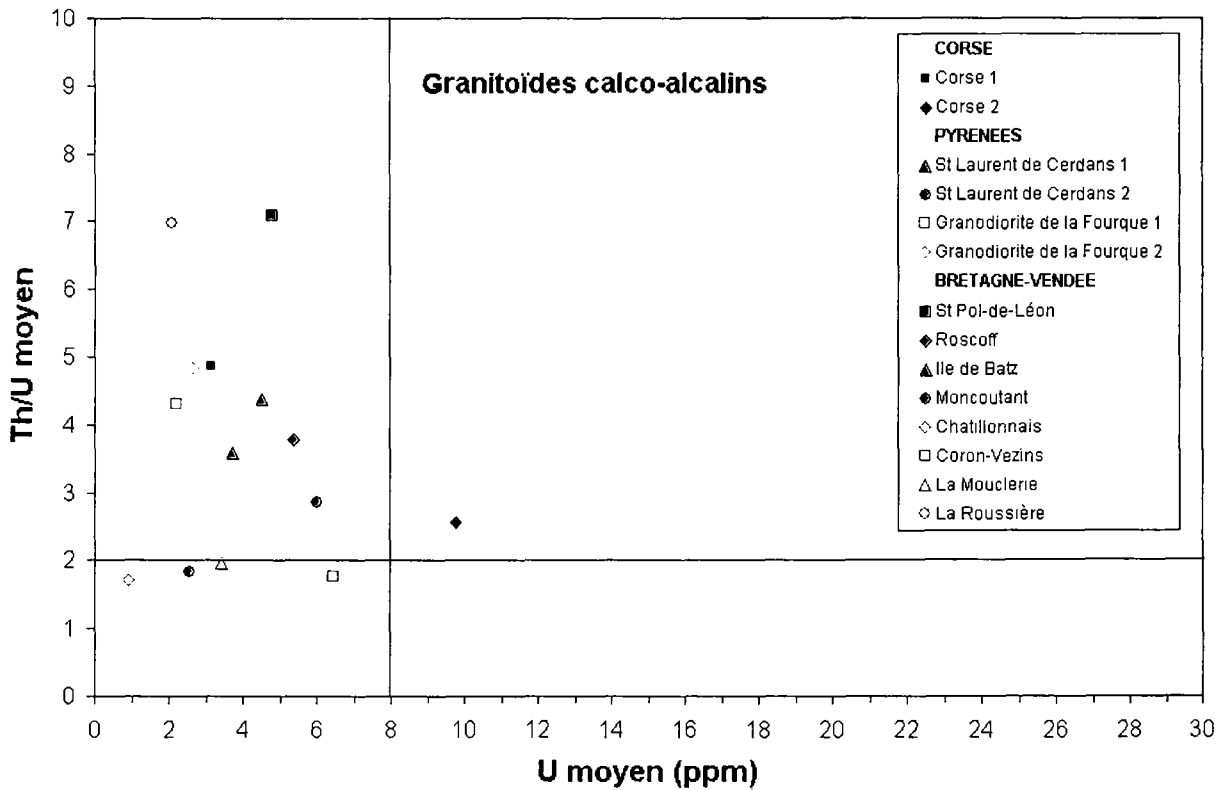


Figure 3-5.b. Diagramme du rapport Th/U moyen en fonction de la teneur moyenne en U (ppm) pour les granitoïdes calco-alcalins.

Les rapports et teneurs moyennes par massif confirment ces tendances (annexe 3-1 et fig. 3-5.b) : les granitoïdes calco-alkalins sont caractérisés par une teneur moyenne en uranium inférieure à 7 ppm (0,93 à 6,48 ppm), excepté pour les monzogranites leucocrates de Corse qui présentent une teneur moyenne de 9,75 ppm. Leur rapport Th/U moyen est supérieur ou égal à 2 environ (Fig. 3-5.b).

RESUME :

Les gammes de teneurs moyennes en uranium des différents types de granitoïdes sont synthétisées dans le tableau 3-1. Les granitoïdes pouvant présenter localement une teneur en uranium supérieure à 10 ppm et en moyenne supérieure à 8 ppm sont des granites-leucogranites peralumineux (ou alumino-potassiques de type « Limousin »), des granitoïdes subalkalins et correspondent à un cas particulier de granitoïdes calco-alkalins très acides présents en Corse, les monzogranites leucocrates datés à 290-284 Ma.

Tableau 3-1. Gammes des teneurs moyennes en uranium des différents types de granitoïdes.

<i>Type de granitoïdes</i>	<i>Teneurs moyennes, par massif, en uranium (ppm)</i>
Granites-leucogranites peralumineux (alumino-potassiques de type « Limousin »)	3 - 21
Granodiorites-granites peralumineux (alumino-potassiques de type « Guéret »)	2 - 8.5
Granitoïdes subalkalins	4 - 21
Granitoïdes calco-alkalins	1 - 6.5
Monzogranites leucocrates calco-alkalins de Corse	9.75

II. Lithogéochimie du transect de Bretagne du Sud.

II.1. Caractéristiques géologiques du transect.

II.1.1. Contexte géologique régional.

Le transect étudié en Bretagne appartient à la chaîne hercynienne ou varisque (Dévonien-Permien). Il est situé sur deux domaines structuraux principaux (Fig. 3-6).

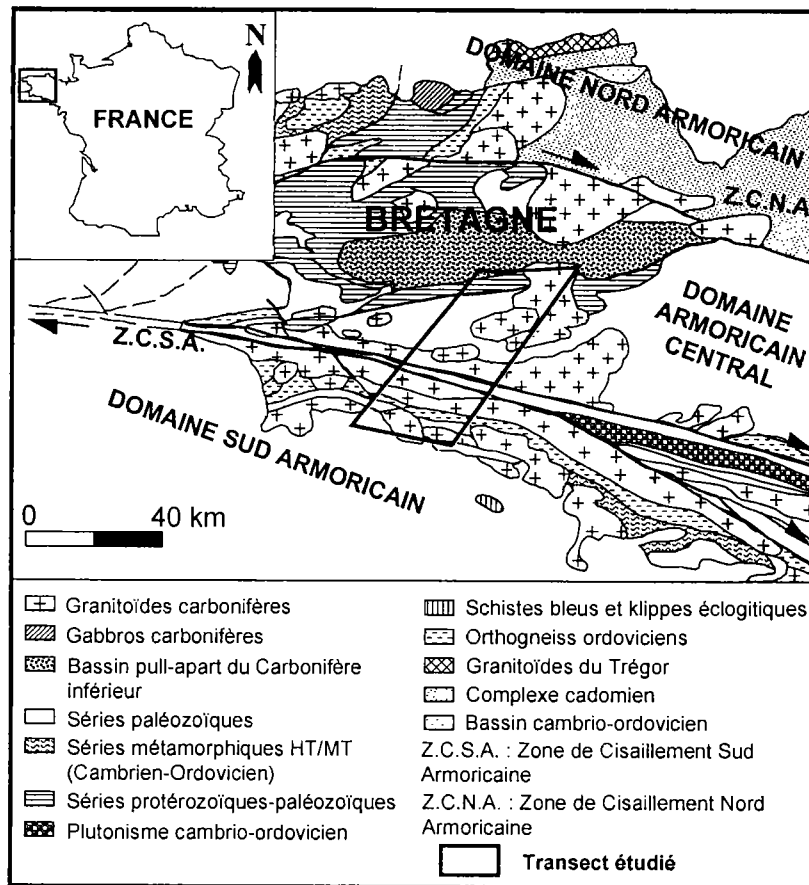


Figure 3-6. Contexte géologique du transect : carte géologique simplifiée de Bretagne (modifiée d'après Chantraine et al., 1996).

Sa moitié nord est située dans le domaine centre-armoricain, caractérisé essentiellement par des roches sédimentaires qui ont subi un métamorphisme hercynien de faible degré. Les âges s'échelonnent du Briovérien (Précambrien supérieur) au Carbonifère (environ 290-360 Ma). La moitié sud du transect appartient au domaine sud-armoricain. Ce dernier est composé de formations métamorphiques de haut grade (schistes et gneiss) et de granitoïdes. Les événements plutoniques et

tectoniques enregistrés dans cette zone s'étendent de l'Ordovicien au Carbonifère, mais la phase métamorphique majeure est datée du Siluro-Dévonien. Il existe également dans cette ceinture métamorphique, des faciès de plus haute température représentés par des gneiss migmatitiques, des granitoïdes d'anatexie et des roches métabasiques de faciès écolite/granulite, ainsi que des roches de faciès schiste bleu (haute pression, moyenne température), sur l'île de Groix. Les domaines sud- et centre-armoricains sont séparés par le Cisaillement Sud-Armoricain (C.S.A), au mouvement transcurrent dextre et orienté N110 environ. Ce domaine sud est caractérisé par la présence de nombreux massifs leucogranitiques plus ou moins alignés du Sud-Est au Nord-Ouest, sur 300 km de long, de part et d'autre du cisaillement sud-armoricain. Cet alignement serait, soit à relier aux cisaillements crustaux qui forment les branches nord et sud du cisaillement sud-armoricain, soit à relier à des mouvements chevauchant sud, en particulier pour les massifs plutoniques côtiers (Bernard-Griffiths et al., 1985). Cette zone ancienne est caractérisée par une sismicité actuelle diffuse.

II.1.2. Géologie de la zone étudiée.

Le transect étudié s'étend sur quatre cartes géologiques au 1/50 000. Deux d'entre elles sont éditées : la carte de Concarneau (n° 382, Béchenec et al., 1996) au Sud et celle de Rostrenen (n° 312, Bos et al., 1997) au Nord. La zone centrale du transect couvre en partie les cartes de Rosporden et de Plouay qui sont en cours de levé par F. Béchenec, géologue au Service Géologique Régional de Nantes. Les minutes géologiques mises à disposition par celui-ci ont été utilisées. Seules les formations géologiques du transect traversées par les deux itinéraires de mesures radon, ont été prises en compte dans l'étude. La carte géologique correspondante est représentée sur la figure 3-7.a., dont la légende est donnée en figure 3-7.b.

La zone étudiée est composée, tout d'abord, dans le domaine centre-armoricain, des formations métasédimentaires détritiques du sud du bassin de Châteaulin (au Nord-Ouest), d'âge carbonifère, et bordé au Sud par les formations métasédimentaires paléozoïques (Ordovicien, Siluro-Dévonien) des Montagnes Noires ; ensuite, de formations métamorphiques essentiellement briovériennes (plus au Sud) ; enfin, des massifs granitiques de Rostrenen (au Nord-Nord-Est), de Pontivy, du Croisty, de Langonnet, de Cascadec et de St Fiacre. La zone de cisaillement est marquée par la présence de plutons granitiques (granitoïdes de Pluguffan, d'Ergué, de Koadloc'h) et de formations métamorphiques telles que des orthogneiss (St Thurien), des gneiss, des amphibolites (Koad Konk), des micaschistes (formations de Melgven et d'Elliant) et des ultramytonites. Le Sud

du transect est caractérisé par les granitoïdes de Trégunc et de Riec, ainsi que par des orthogneiss (Nizon, Moëlan et Lanmeur-St-Ouarneau) et des roches métasédimentaires (groupes de Nerly et de Merrien, formation de Brigneau). Les formations superficielles (colluvions, alluvions, galets ...) se situent essentiellement dans les fonds de vallons.

II.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.

II.2.1. Classification lithologique des formations géologiques.

Les formations géologiques étudiées peuvent être réparties en 7 grands types lithologiques :

- les formations superficielles Quaternaires (alluvions, colluvions, altérites, arénites, sables, graviers, formations résiduelles des plateaux),
- les formations sédimentaires Tertiaires (grès, poudingues et formations à galets),
- les métasédiments (schistes, micaschistes, paragneiss),
- les amphibolites,
- les orthogneiss,
- les granitoïdes : ceux-ci ont été classés suivant la démarche explicitée dans la partie I.2. Etant donné qu'aucune analyse des granitoïdes de Riec et du Croisty n'était disponible, leur typologie a été déduite des informations contenues dans les notices des cartes géologiques de Rostrenen (Bos et al., 1997) et de Concarneau (Béchenec et al., 1996), ou d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1996). Les granitoïdes observés sur le transect sont tous peralumineux (*alumino-potassiques*). Les deux sous-types sont présents :
 - les granodiorites-granites (*type Guéret*) : massifs de Rostrenen, de St Fiacre, de Trégunc et de Riec ;
 - les granites-leucogranites (*type Limousin*) : massifs de Pontivy, de Langonnet, de Koad Loc'h, de Cascadec, de Pluguffan, d'Ergué et du Croisty.

Par ailleurs, les ultramytonites correspondent au leucogranite de Pluguffan.

La carte lithologique ainsi obtenue est représentée sur la figure 3-8.

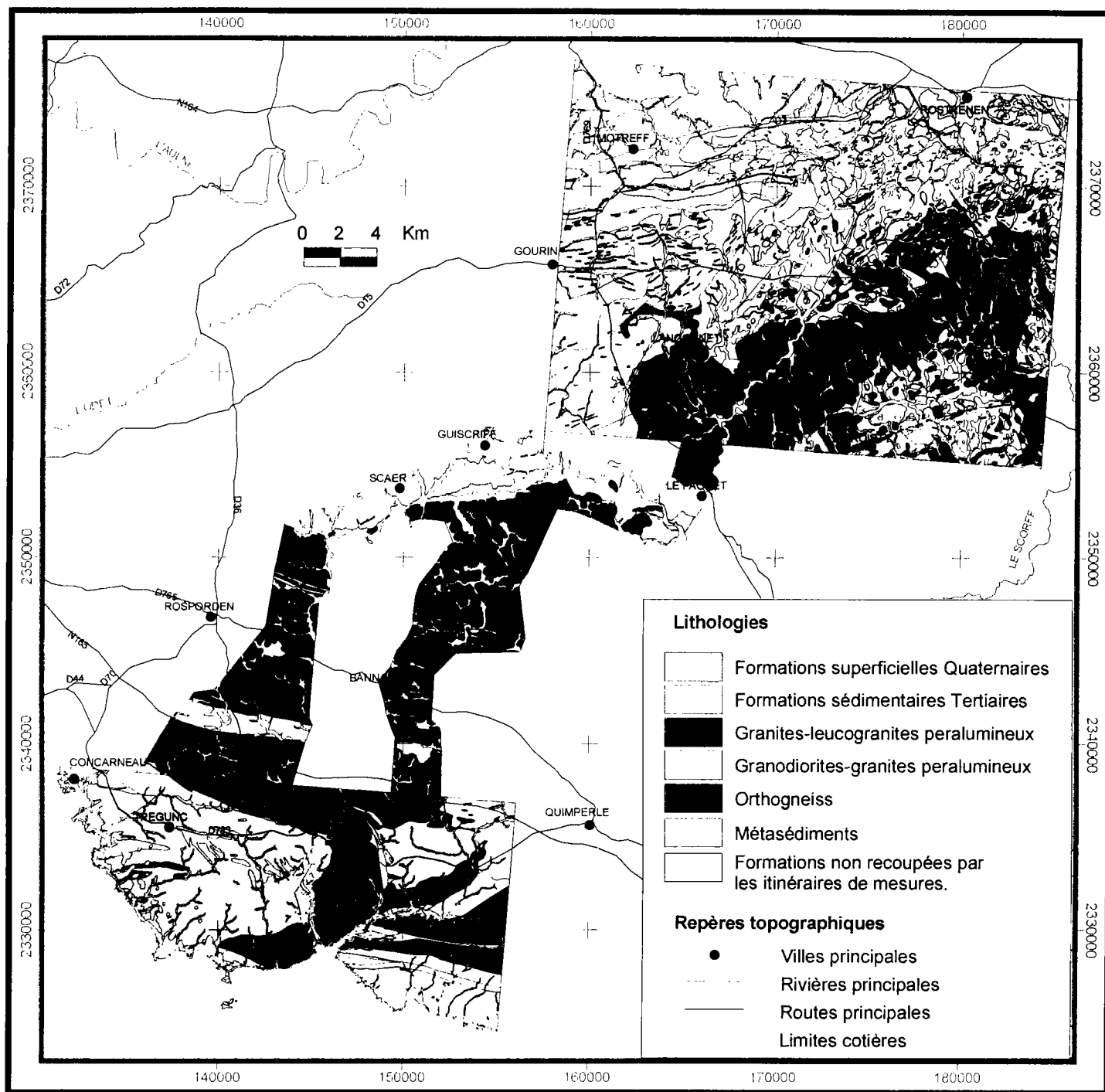


Figure 3-8. Carte lithologique du transect de Bretagne. Les amphibolites ne représentent qu'une bande de 100 m de large environ, non visible sur cette carte.

II.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.

II.2.2.1. Les granitoïdes.

Les teneurs en uranium des granitoïdes du transect déduites de leurs **analyses directes**, compilées à partir de la base de données du BRGM, sont reportées dans le tableau 3-2. Pour chaque massif de granitoïde, la teneur moyenne en uranium, ainsi que la gamme des teneurs en uranium ont été déterminées. Le nombre d'analyses considérées est également noté. Leurs teneurs en uranium s'échelonnent entre 3,5 et 14,7 ppm. Ces granitoïdes sont donc relativement riches en uranium et leurs teneurs dépassent la teneur moyenne de la croûte continentale supérieure (environ 2,8 ppm, Taylor et McLennan, 1985). En outre, les teneurs moyennes en uranium par massif varient entre 3,5 et 11,9 ppm, ce qui représente une gamme relativement large.

Cependant, étant donné le nombre insuffisant d'analyses disponibles pour être statistiquement représentatif de ces massifs, nous avons affecté à chaque granitoïde du transect, les caractéristiques lithogéochimiques de l'association à laquelle il appartient, à partir de l'étude explicitée dans la partie I. Une gamme probable de teneurs moyennes en uranium est alors attribuée à chaque granitoïde en fonction de son type, et qui correspond à la gamme déduite de la compilation des analyses de différents granitoïdes de même type.

Ainsi, on distingue :

- les granodiorites-granites peralumineux peu uranifères, dont la teneur moyenne en U par massif est globalement comprise entre 2 et 8,5 ppm, représentés sur le transect par les granitoïdes de Rostrenen, St Fiacre, Trégunc et Riec ;
- les granites-leucogranites peralumineux uranifères, avec une teneur moyenne en uranium comprise entre 3 et 21 ppm, représentés par les massifs de Pontivy, Langonnet, Koad Loc'h, Cascadec, Pluguffan, Ergué et Croisty.

Cette classification lithogéochimique est synthétisée dans le tableau 3-2.

Tableau 3-2. Caractéristiques lithogéochimiques des granitoïdes du transect breton.
Les auteurs sont cités en référence.

Référence	Nom du massif	Faciès	Gamme de teneurs en U (ppm)	Gamme de leurs rapports Th/U	Teneur moyenne en U (ppm)	Th/U moyen	N analyses	Association magmatique	Type	Classification lithogéochimique adoptée	Gamme de teneurs moyennes en U (ppm) attribuée
Euzen (1993)	Rostrenen	Granite	3.73-8.61	1.97-5.13	5.77	4.23	4	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5
Euzen (1993)	Pontivy	Leucogranite à 2 micas	4.5-14.5	0.5-2.12	7.34	1.41	11	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
Euzen (1993)	Langonnet	Leucogranite à 2 micas	7.52-12.34	0.29-1.20	9.36	0.77	3	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
BRGM (1998)	Koad Loc'h	Granite à 2 micas	8.4-14.7	0.04-0.40	10.57	0.26	3	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
BRGM (1998)	Cascadec	Granite à 2 micas	7.9	1.18	7.90	1.18	1	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
BRGM (1998)	St Fiacre	Granodiorite	4.8	3.81	4.80	3.81	1	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5
BRGM (1998)	Trégunc	Granite à 2 micas	3.5	2.46	3.50	2.46	1	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5
BRGM (1997, 1998)	Pluguffan	Granite à 2 micas (cordiérite)	5.6-7.7	2.34-2.71	6.65	2.53	2	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
BRGM (1998)	Ergué	Granite à 2 micas	9.2-14.6	0.22-0.76	11.90	0.49	2	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
	Riec	Granite à muscovite (biotite)						Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5
	Croisty	Leucogranite						Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21

II.2.2.2. Les formations métamorphiques.

- **Les orthogneiss : métagranitoïdes.**

Les orthogneiss varisques ont un âge essentiellement Ordovicien ou Cambrien. Ces anciens granites constituent parfois des massifs complexes présentant des faciès différents. Ce grand éventail typologique témoigne d'évènements orogéniques complexes au Cambrien et à l'Ordovicien. Leurs caractéristiques géochimiques sont très diverses. On peut donc s'attendre à observer une variabilité des teneurs en uranium importante, mais dont la prévision est difficile. En effet, sur la carte géologique de la France (Chantraine et al., 1996), la typologie des granitoïdes n'a pas été appliquée à ces métagranitoïdes. D'après ce document, il est donc impossible de distinguer les orthogneiss d'après l'association magmatique à laquelle ils appartiennent, et donc les types uranifères et moins uranifères.

Quatre massifs orthogneissiques sont observés sur le transect. Il s'agit d'anciens granitoïdes, donc la teneur en uranium doit être identique à celle du granitoïde d'origine, sous réserve de la mobilité de l'uranium. Il s'agit des orthogneiss de Moëlan, Nizon, St Thuriën et Lanmeur-St-Ouarneau. Leurs teneurs en uranium ont été déterminées directement à partir des analyses disponibles sur ces orthogneiss reportées dans le tableau 3-3. Ces dernières étant peu nombreuses, des analyses complémentaires d'autres orthogneiss ont également été compilées à partir de la banque de données du BRGM. Celles-ci sont reportées dans le tableau de synthèse de l'annexe 3-2. Pour chaque massif, la teneur moyenne en uranium et la gamme des teneurs en uranium ont été déterminées. Le rapport Th/U a également été calculé et le nombre d'analyses considérées est aussi noté. Les teneurs en uranium des orthogneiss sont fortement variables et parfois élevées : elles sont globalement comprises entre 0,01 à 39,8 ppm (fig. 3-9 et annexe 3-2). Leur teneur moyenne en uranium peut atteindre de fortes valeurs (0,63 à 14,53 ppm). Leur rapport Th/U montre aussi d'importantes variations.

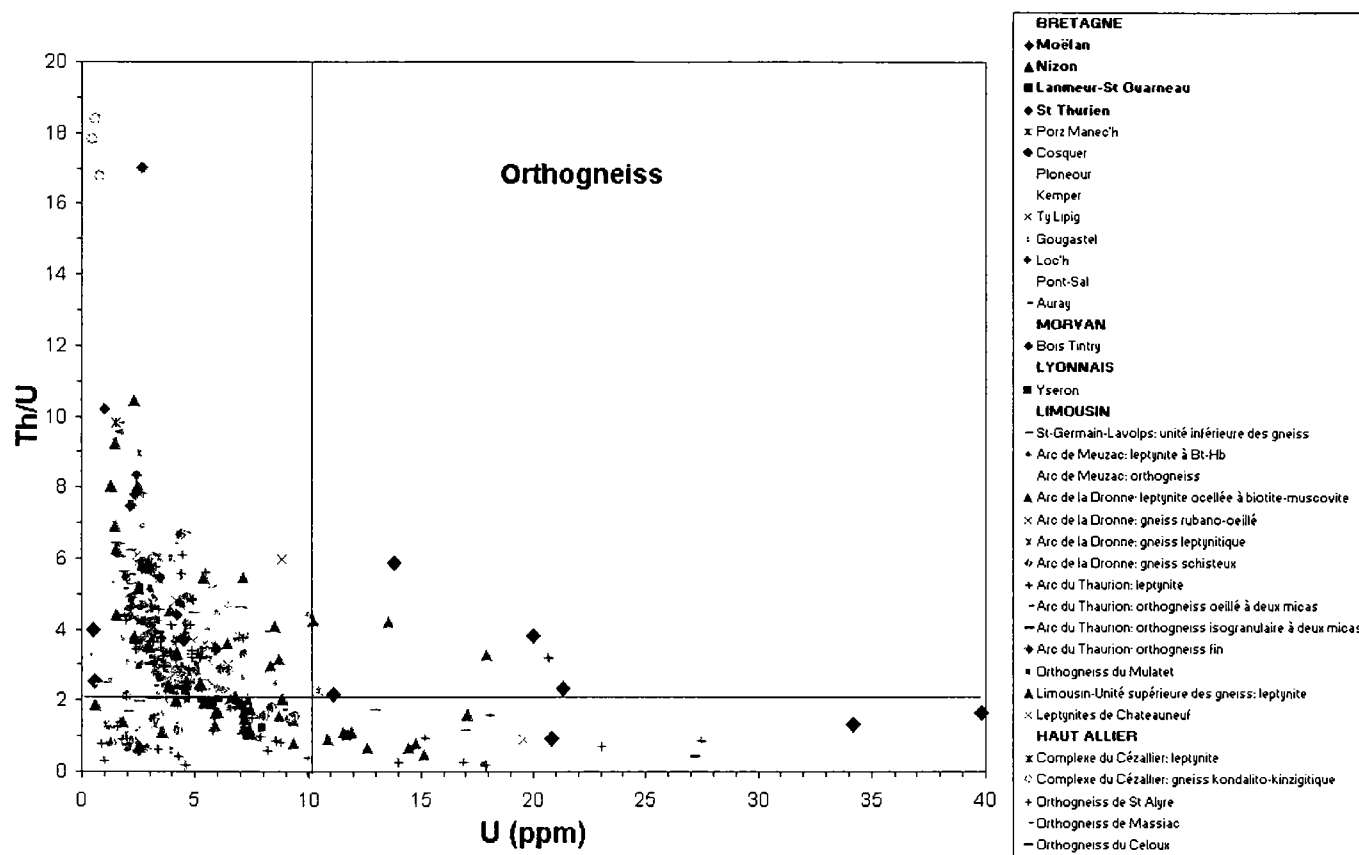


Figure 3-9. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les orthogneiss. Le nom des massifs correspondants est indiqué dans la légende. Les orthogneiss du transect sont figurés en gras.

Cette forte variabilité reflète la complexité des massifs de métagranitoïdes et leurs origines diverses. Une étude particulière de chaque orthogneiss du transect est alors nécessaire. Celle-ci est réalisée à partir des analyses disponibles, des informations recueillies dans la notice de la carte géologique de Concarneau (Béchenec et al., 1996) et des études actuellement menées par le BRGM (Béchenec et Thiéblemont, en cours). Leurs caractéristiques géochimiques sont reportées dans le tableau 3-3 et sont les suivantes :

- orthogneiss de Lanmeur-St-Ouarneau : les faciès s'échelonnent depuis des tonalites jusqu'à des adamellites en passant par des granodiorites. Il s'agit d'un ancien granitoïde calco-alcalin : ses caractères géochimiques sont vraisemblablement similaires aux autres granitoïdes de cette association, dont la teneur moyenne en uranium est globalement inférieure à 7 ppm (voir partie I.4.) Ceci est confirmé par les analyses disponibles : ses teneurs en uranium sont inférieures à 6

ppm (3,9-5,9 ppm), son rapport Th/U (2,12-2,54) est supérieur à 2. Sa teneur moyenne en uranium est d'environ 5 ppm.

- orthogneiss de St Thurien : la roche analysée est acide ($\text{SiO}_2 = 72 \%$) et très potassique ($\text{K}_2\text{O} = 4,3 \%$). Son rapport FeOt/MgO modéré (3,3) et son spectre multi-élémentaire suggèrent son affinité calco-alkaline. L'unique analyse disponible indique une teneur en uranium égale à 5,7 ppm et un rapport Th/U de 1,88.
- orthogneiss de Nizon : ce massif orthogneissique présente une grande diversité, avec des faciès alumino-potassiques de type Limousin et subalcalins bien mis en évidence. Il est donc potentiellement uranifère. D'après les analyses disponibles, son faciès œillé a une teneur en uranium égale à 7,3 ppm, un rapport Th/U de 1,29 ; son faciès fin présente une teneur en uranium variant de 3 à 6,8 ppm (teneur moyenne = 4,9 ppm), un rapport Th/U variant entre 2 et 4,37 (Th/U moyen = 3,18).
- orthogneiss de Moëlan : ce massif est complexe présentant une affinité calco-alkaline à subalcaline, voire alcaline, avec des roches pouvant être très riches en uranium. En effet, sa teneur en uranium varie de 0,5 à 40 ppm avec une moyenne égale à 14,53 ppm ; son rapport Th/U varie entre 0,4 et 5,87 avec une moyenne de 2,88.

Dans notre classification lithogéochimique, la gamme de teneurs moyennes en U globale des orthogneiss (0.5 - 14.5 ppm), déduite des analyses compilées, est attribuée aux massifs du transect. Nous tiendrons compte, néanmoins, des caractéristiques particulières de chaque métagranitoïde dans nos interprétations.

Tableau 3-3. Caractéristiques lithogéochimiques des orthogneiss (métagranitoïdes) du transect breton.

Référence	Nom du massif	Faciès	Association magmatique (De la Roche et al., 1980)	Gamme des teneurs en U (ppm)	Gamme du rapport Th/U	Teneur moyenne en U (ppm)	Th/U moyen	N analyses
Béchennec et al. (en cours)	Lanmeur-St Ouarneau	Orthogneiss	Ancien granitoïde calco-alcalin	3.9-5.9	2.12-2.54	4.83	2.35	3
BRGM (1998)	St. Thurien	Orthogneiss	Affinité calco-alcaline	5.7	1.88	5.7	1.88	1
BRGM (1998), Béchennec et al. (en cours)	Nizon	Orthogneiss oeilé Orthogneiss fin	Grande diversité (caractères alumino-potassiques et subalcalins mis en évidence)	7.3 3-6.8	1.29 2-4.37	7.3 4.9	1.29 3.18	1 2
Thiéblemont et al. (1989), Béchennec et al. (en cours)	Moëlan	Orthogneiss	Massif complexe calco-alcalin à subalcalin	0.53-39.8	0.40-5.87	14.53	2.88	12

• **Les métasédiments.**

Pour les métasédiments, de nombreuses analyses de différentes formations ont été compilées à partir de la base de données du BRGM. Elles sont synthétisées dans l'annexe 3-3. Il s'agit de schistes, micaschistes, paragneiss, métagreywackes. Pour chaque formation, la teneur moyenne en U, la gamme de teneurs en U et le rapport Th/U ont été déterminés. Le nombre d'analyses correspondant est également mentionné. Leur teneur en uranium, comprise entre 0,2 et environ 12 ppm, est inférieure à 5 ppm dans la très grande majorité des cas (annexe 3-3 et fig. 3-10). Leurs teneurs moyennes en U sont relativement faibles et inférieures ou égales à 4 ppm (0,3 à 4 ppm), et leurs rapports Th/U compris entre 0,04 et 15,66.

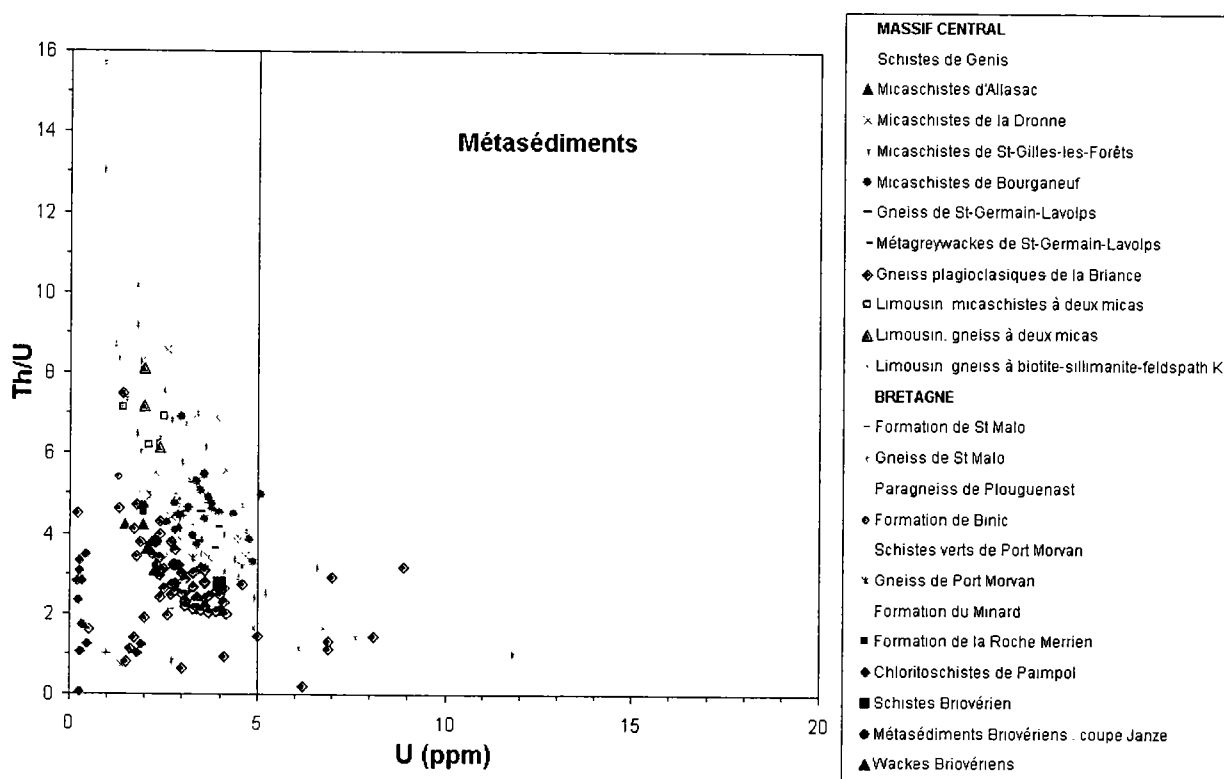


Figure 3-10. Diagramme du rapport Th/U en fonction de la teneur en U (ppm) pour les métasédiments. Le nom des formations correspondant aux analyses compilées est indiqué dans la légende.

• **Les amphibolites.**

Leurs teneurs en uranium sont également estimées directement, sur la base des analyses compilées à partir de la banque de données du BRGM. Celles-ci sont reportées dans l'annexe 3-3. Les amphibolites présentent des teneurs en uranium très faibles ne dépassant pas 3,5 ppm environ et

en moyenne inférieures à 1,5 ppm. Leur rapport Th/U est compris entre 0,2 et 9 ppm et leur rapport Th/U moyen entre 1 et 4 ppm.

II.2.2.3. Les formations sédimentaires.

Sur le transect étudié, on observe des formations sédimentaires Tertiaires et des formations superficielles Quaternaires. Les éléments en traces étant classiquement rarement analysés sur les formations sédimentaires, la méthode indirecte ou lithogéochimique a été utilisée pour déterminer leur teneur en uranium. Leurs caractéristiques géochimiques sont globalement similaires, excepté dans certains cas particuliers de formations superficielles que l'on discutera ultérieurement. Une compilation des valeurs données dans la littérature par Clark et al. (1966), Parker (1967), Taylor et McLennan (1985), Bathia et Crook (1986) et Gascoyne (1992) a permis d'estimer une gamme de variation probable de leurs teneurs moyennes en uranium. Ces dernières ne dépassent pas 4,4 ppm et sont donc relativement faibles et similaires à celles des métasédiments.

II.2.3. Synthèse des résultats.

Une gamme de teneurs moyennes en uranium a ainsi pu être attribuée à chaque lithologie observée sur le transect (tableau 3-4).

Tableau 3-4. Gammes des teneurs moyennes (par formation) en uranium des différentes lithologies observées sur le transect breton.

<i>Lithologies</i>	<i>Teneurs moyennes en U (ppm)</i>
Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5
Orthogneiss (Métagranitoïdes)	0.5 - 14.5
Métasédiments	0 - 4
Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
Formations sédimentaires Tertiaires	0 - 4.5
Amphibolites	0 - 1.5

Cette classification a conduit à la réalisation de la carte lithogéochimique du transect présentée sur la figure 3-11. Les formations sédimentaires et métasédimentaires sont regroupées en une seule classe dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égale à 4,5 ppm.

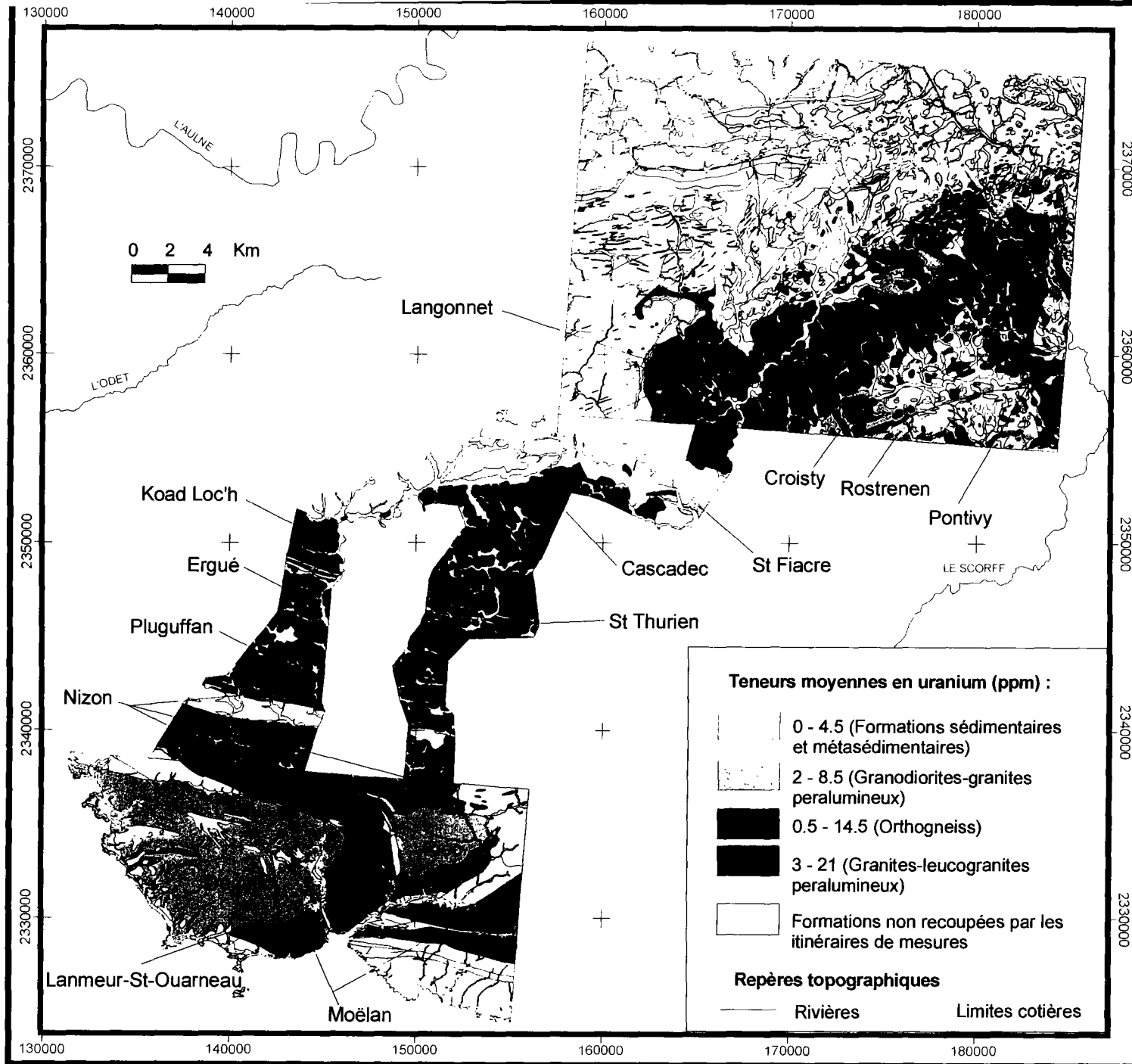


Figure 3-11. Carte lithogéochimique du transect de Bretagne. Les amphibolites, dont la teneur moyenne en uranium ne dépasse pas 1.5 ppm, ne représentent qu'une bande de 100 m de large environ, non visible sur cette carte. Les noms des différents massifs de granitoïdes et de métagranitoïdes sont indiqués.

II.3. Comparaison des levés au sol (carte lithogéochimique) et des levés aéroportés (cartes radiométriques).

II.3.1. Levés radiométriques des teneurs en eU et lithogéochimie.

La carte des teneurs équivalentes en U obtenue par mesures aéroportées est présentée en figure 3-12.a et comparée à la carte lithogéochimique du transect en figure 3-12.b. Pour faciliter la comparaison, une gamme de couleurs identique, en relatif, du bleu au rouge, a été appliquée à la carte lithogéochimique. En outre, le croisement de la grille des teneurs en eU et de la couche lithogéochimique dans le S.I.G., a permis de réaliser les histogrammes de répartition des teneurs en eU pour chaque massif de granitoïdes et de métagranitoïdes, reportés sur les figures 3-13 et 3-14.

Les deux cartes sont très similaires (Fig. 3-12). En effet, les variations des teneurs en U et en eU sont corrélables, en relatif. Les formations sédimentaires et métasédimentaires, peu uranifères (teneurs moyennes en uranium \leq à 4,5 ppm), ressortent également sur la figure 3-12.a., avec des teneurs en eU inférieures ou égales à 4 ppm. Les massifs de granites-leucogranites peralumineux, tels que Pluguffan, Ergué, Koadloc'h, Cascadec, Langonnet, Croisty, qui présentent des teneurs moyennes en U pouvant être supérieures à 8 ppm environ (Fig. 3-12.b.), se distinguent également sur la carte des levés géophysiques : ils montrent effectivement des teneurs en eU élevées, variant entre 1 et 6 ppm environ (Fig. 3-12.a et 3-13). La majorité d'entre eux (Croisty, Langonnet, Koadloc'h, Cascadec) ont une teneur en eU généralement égale à 4 ppm (Fig. 3-12 et 3-13). Les massifs d'Ergué et de Pluguffan présentent, quant à eux, une teneur légèrement plus élevée de 5 ppm. Les valeurs mesurées sur le granite fortement arénisé, qui dériverait du granitoïde de Langonnet, sont également reportées sur la figure 3-13 : ses teneurs, variant entre 3 et 5 ppm, sont en majorité égales à 3 ppm. Dans l'ensemble, ces granitoïdes ont des teneurs en eU supérieures ou égales à 3 ppm (Fig. 3-13).

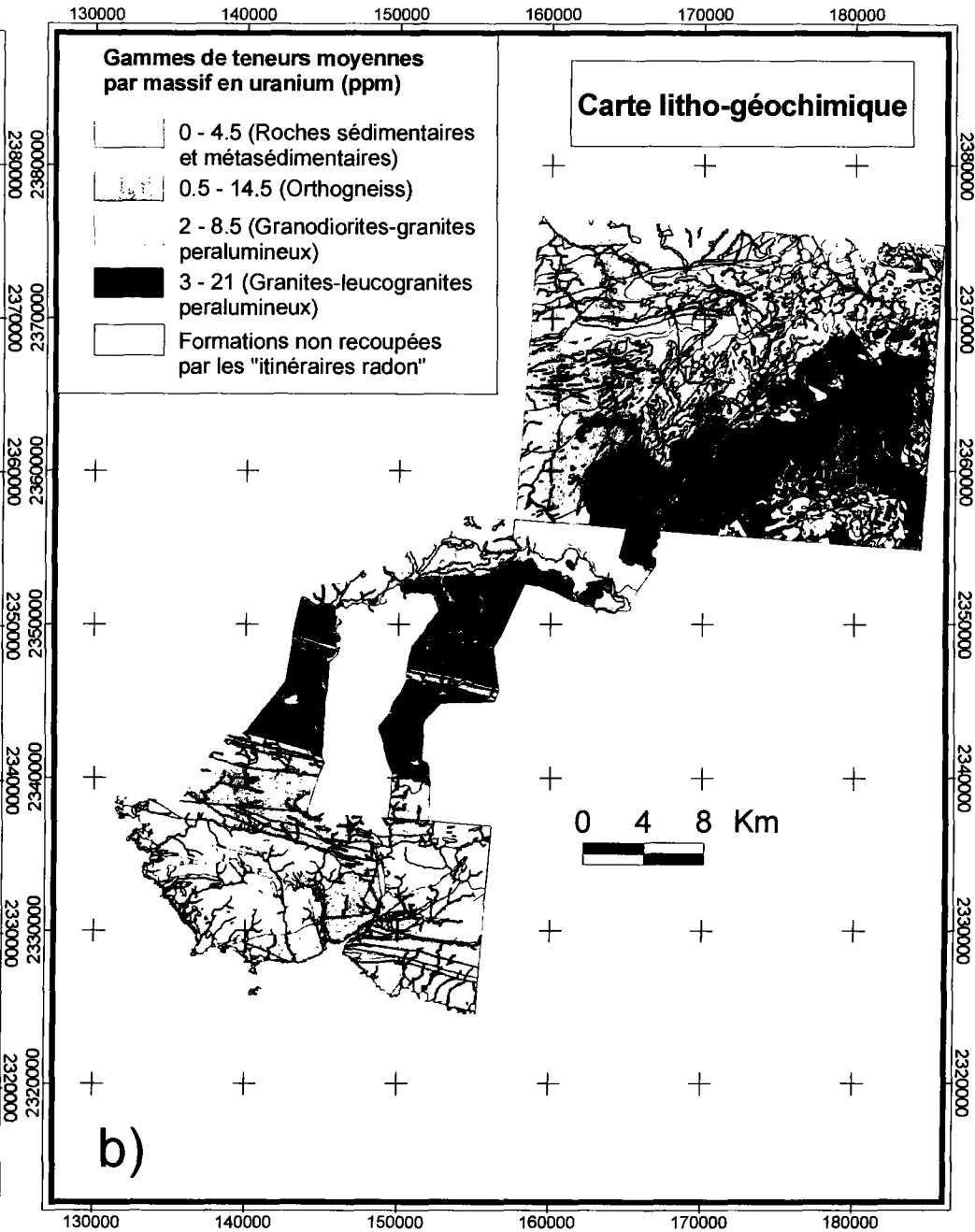
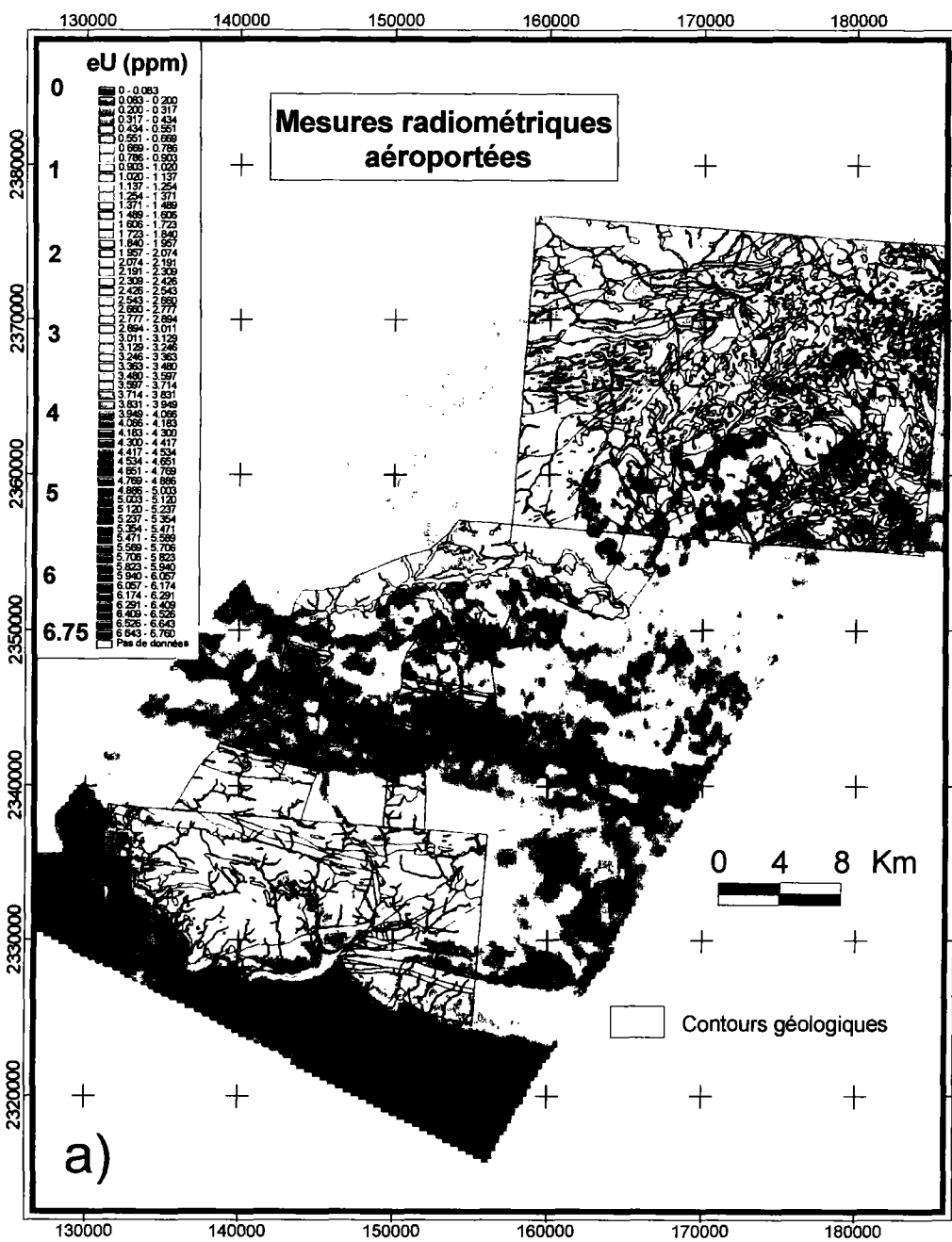


Figure 3-12. Carte radiométrique des teneurs en eU obtenue par levés aéroportés (a), comparée à la carte lithogéochimique (b).

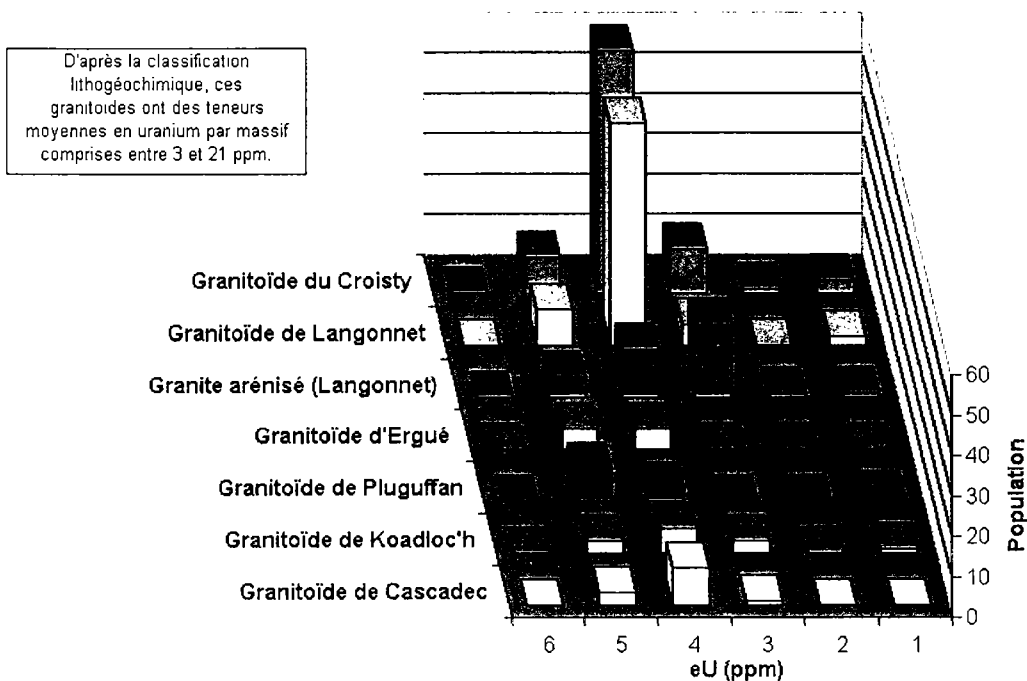


Figure 3-13. Répartition des teneurs en eU (ppm) obtenues par levés aéroportés sur les différents massifs de granites-leucogranites peralumineux.

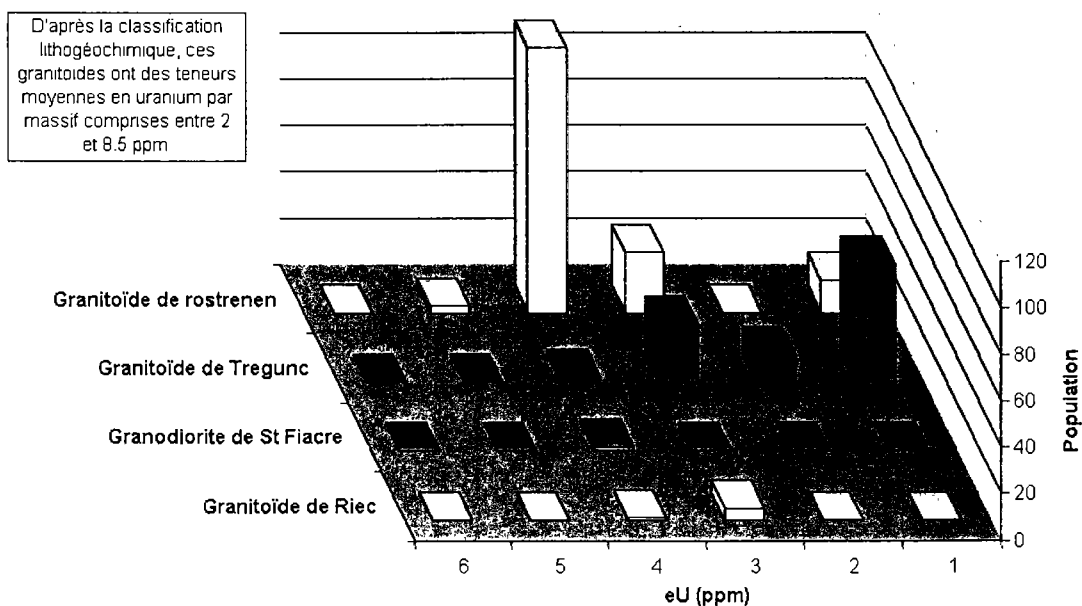


Figure 3-14. Répartition des teneurs en eU (ppm) obtenues par levés aéroportés sur les différents massifs granitiques peralumineux de type granodiorites-granites.

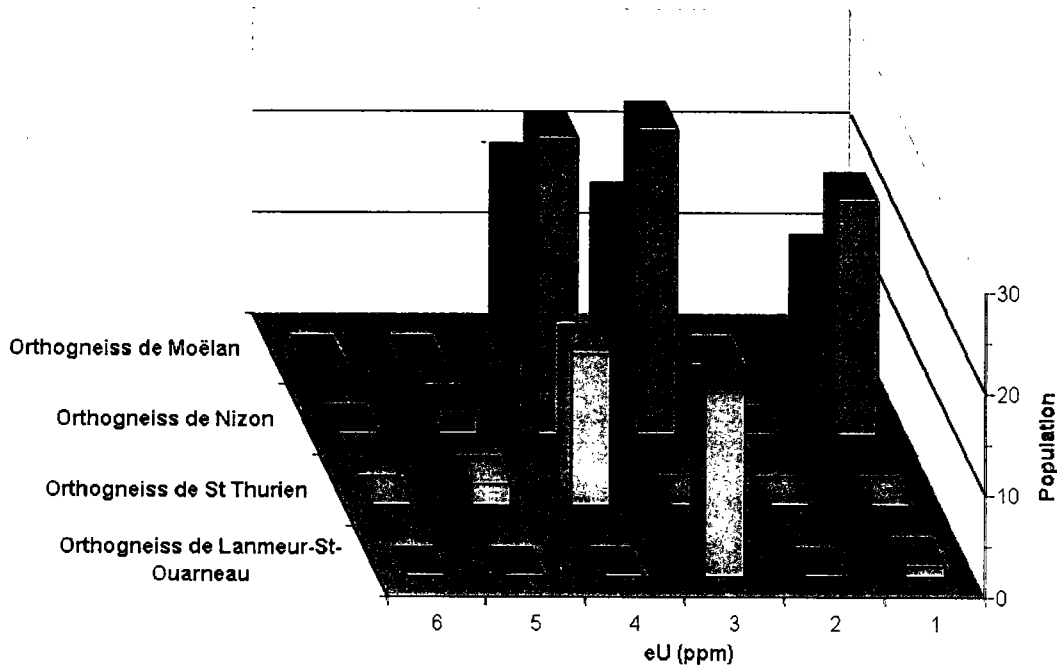


Figure 3-15. Répartition des teneurs en eU (ppm) obtenues par levés aéroportés sur les différents massifs métagranitiques.

Les granodiorites-granites peralumineux moins uranifères (teneur moyenne inférieure ou égale à 8.5 ppm), tels que Trégunc, Riec, Rostrenen et St Fiacre, sont relativement bien discriminés sur la carte radiométrique : leur teneurs en eU sont comprises majoritairement entre 1 et 4 ppm environ (Fig. 3-12 et 3-14). Le massif de Trégunc est caractérisé par des teneurs en eU faibles comprises entre 1 et 4 ppm environ, avec un mode à 1 ppm. Le granitoïde de Riec présente des teneurs majoritairement égales à 3 ppm et la granodiorite de St Fiacre, massif peu étendu, est caractérisé par deux valeurs à 4 ppm. Le granitoïde de Rostrenen, quant à lui, montre des teneurs en eU légèrement plus élevées, comprises entre 1 et 5 ppm avec un mode à 4 ppm. Ces massifs présentent fréquemment des teneurs en eU de l'ordre de 1 à 2 ppm.

Par ailleurs, les teneurs en eU des métagranitoïdes sont globalement inférieures ou égales à 6 ppm (Fig. 3-12 et 3-15). Les orthogneiss de Nizon et de Moëlan, susceptibles d'être très uranifères d'après leur affinité chimique, ont des teneurs en eU élevées, comprises entre 1 et 6 ppm et majoritairement de l'ordre de 4 ppm. Ces levés confirment, en outre, que l'orthogneiss de Lanmeur-St-Ouarneau est peu uranifère, avec des teneurs en eU variant entre 1 et 3 ppm et majoritairement égales à 3 ppm. Enfin, l'orthogneiss de St Thurien, peu uranifère, présente en revanche des teneurs

en eU relativement élevées, comprises entre 4 et 5 ppm. Ce massif constitue une bande étroite de 700 m de large environ au maximum, orientée WNW-ESE. Or, les lignes de vols étant orientées N-S environ, il se peut que cet orthogneiss n'ait pas été clairement différencié des autres massifs plus uranifères qui le bordent (Ergué, Koadloc'h). Ceci peut probablement être expliqué par la maille de la grille de mesures, large de 250 m, c'est-à-dire environ 2 à 3 fois la largeur de la bande orthogneissique.

II.3.2. Comparaison de la carte radiométrique du rapport eTh/eU et de la carte lithogéochimique.

D'après la classification lithogéochimique, les granites-leucogranites peralumineux et les granitoïdes subalcalins présentent un rapport Th/U moyen relativement faibles ($\leq 2-3$), contrairement aux granodiorites-granites peralumineux (rapport $\geq 2-3$). Il est donc intéressant de vérifier si cette distinction peut également être faite, à partir des levés géophysiques. La carte du rapport eTh/eU a donc été réalisée et présentée en figure 3-16. Parmi les granites-leucogranites peralumineux, les massifs de Langonnet, Cascadec, Koadloc'h, ainsi que l'orthogneiss de Nizon (faciès de même affinité chimique ou à affinité subalcaline) ont parfois des rapports en eTh/eU plus faibles ($< 2,5$ environ) que les autres granitoïdes. Néanmoins, les massifs d'Ergué, de Pluguffan et de Croisty, qui appartiennent à ce même type de granitoïdes, ainsi que le métagranitoïde de Moëlan (affinité subalcaline), font apparaître des rapports plus élevés (> 3). En outre, le granitoïde de Trégunc de type granodiorites-granites présente un rapport eTh/eU globalement faible (≤ 3). La discrimination des deux types de granitoïdes établie à partir de leurs rapports Th/U n'est donc pas clairement mise en évidence par les levés géophysiques.

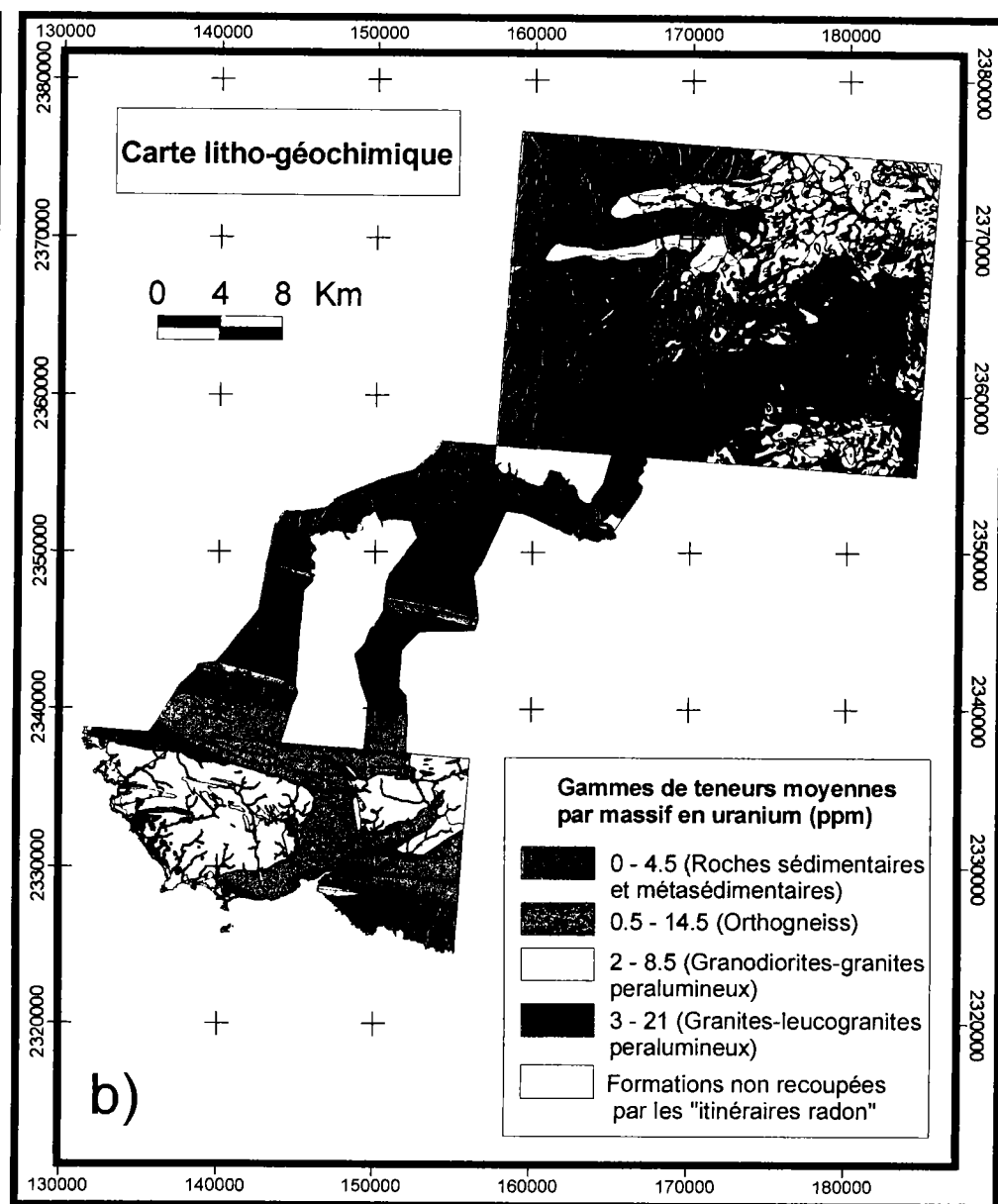
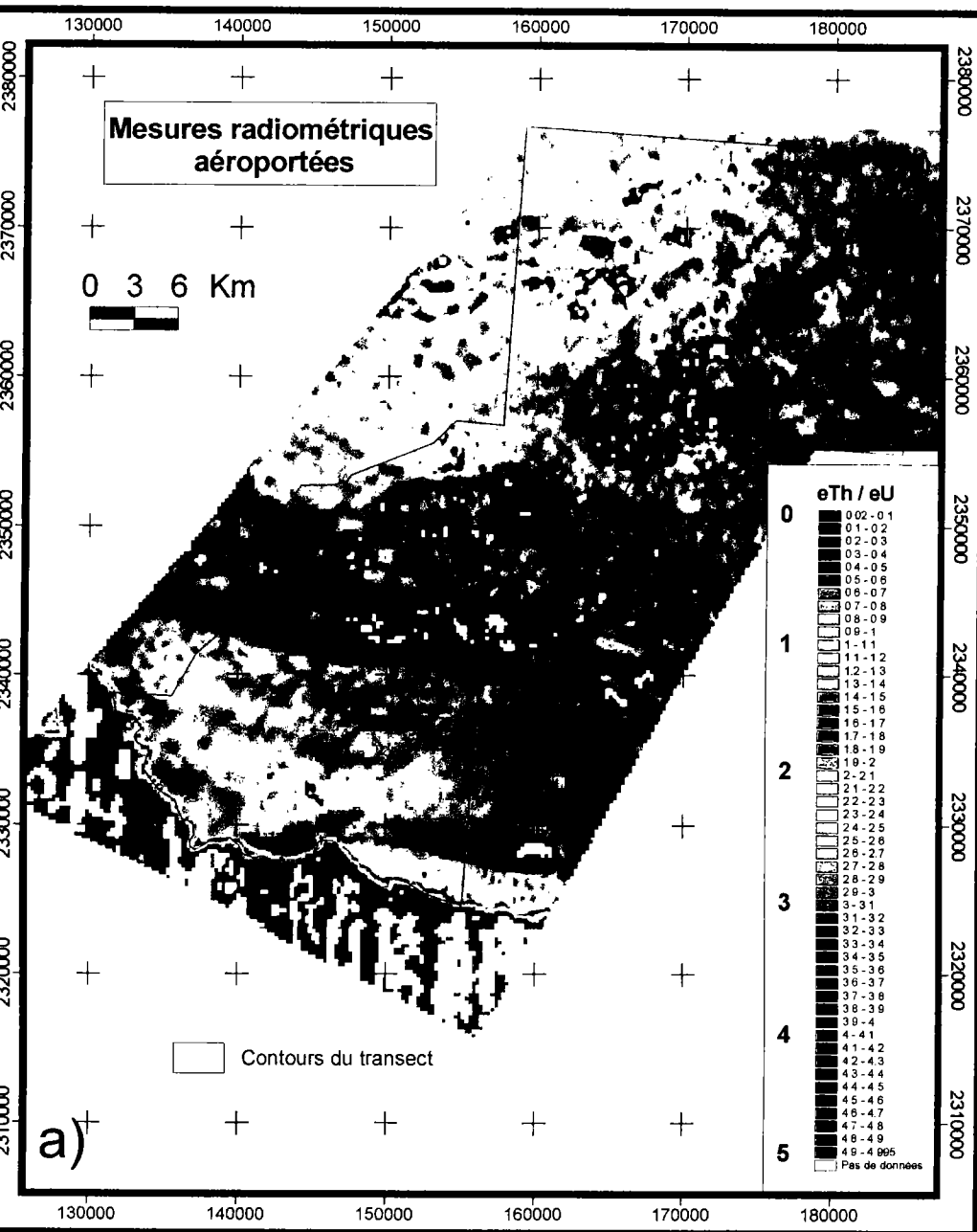


Figure 3-16. Carte radiométrique du rapport eTh/eU (teneurs obtenues par levés aéroportés) (a), comparée à la carte lithogéochimique (b).

Les résultats obtenus par les levés radiométriques aéroportés sont cohérents avec l'analyse lithogéochimique, puisqu'ils rendent compte correctement des variations des teneurs en uranium du sous-sol. En première analyse, de tels levés aéroportés n'apportent pas d'informations supplémentaires à l'étude lithogéochimique. La validité des variations des teneurs en eU, obtenues par levés aéroportés, qui sont observées à l'intérieur d'un même massif géologique est à confirmer par des analyses chimiques d'échantillons prélevés *in situ*. Pour cela, les teneurs en U analysées sur les échantillons prélevés sur la carte géologique au 1/50 000 de Concarneau (Béchenec et al., 1996) ont été positionnées et reportées sur la carte radiométrique des teneurs en eU : la comparaison des teneurs en U des échantillons de roche et des teneurs en eU correspondantes n'a révélée aucune corrélation nette. La maille de 250 m de la grille des levés géophysiques n'apporte peut-être pas une résolution assez fine et le nombre d'échantillons analysés est certainement insuffisant pour une telle comparaison. Or, si ces variations chimiques étaient confirmées, de telles cartes radiométriques apporteraient de bons compléments d'informations à l'analyse lithogéochimique, en optimisant la résolution cartographique. Rappelons, en effet, que l'étude lithogéochimique étant effectuée sur la base des contours des formations géologiques cartographiées au 1/50 000, elle ne permet pas de mettre en évidence les variations chimiques à plus grande échelle que celle des unités géologiques définies ; une telle précision nécessiterait un travail supplémentaire très important sur le terrain et en laboratoire. Toutefois, les teneurs en eU ne correspondent qu'à des valeurs relatives de la teneur en uranium des roches, d'autant plus qu'elles se rapportent aux 30 premiers cm sous la surface. Une analyse lithogéochimique reste donc indispensable.

III. Lithogéochimie du transect du Languedoc.

III.1. Contexte géologique.

Le transect comprend essentiellement des formations sédimentaires, datées du Cambrien au Néogène. Il est situé à la transition entre le Causse calcaire du Larzac au Nord, constitué de roches carbonatées Tertiaires et Secondaires peu ou pas plissées (avant-pays de la chaîne pyrénéenne) et la plaine languedocienne au Sud, caractérisée par des formations sédimentaires Quaternaires et Tertiaires, postérieures au plissement pyrénéen (Fig. 3-17). La partie centrale couvre le bassin Permien de Lodève, bordé au Sud-Ouest par des formations essentiellement métasédimentaires de la

chaîne hercynienne, constituant la terminaison de la Montagne Noire. On note également la présence d'une chaîne volcanique formée au Quaternaire, traversant le transect du Nord-Ouest au Sud.

Le bassin de Lodève comprend des formations détritiques constituées de pélites et de grès en général fins. Elles sont soumises à une érosion importante formant un paysage typique du Lodévois appelé « ruffes ». Ce bassin présente une forme d'ellipse, de 25 km de long et 10 km environ de large, allongée dans la direction ENE-WSW et tronquée au Nord-Ouest. Il est limité par des accidents majeurs (failles d'Olmet à l'Ouest, des Aires au Sud et des Cévennes à l'Est) lui conférant une allure de demi-graben monoclinale, à pendage sud. Les séries sédimentaires continentales le constituant ont une puissance totale de 2000 à 3000 m. Des gisements d'uranium y ont été exploités de 1981 à 1996. A partir de la notice de la carte géologique de Lodève au 1/50 000 (Alabouvette et al., 1982) et du découpage stratigraphique de Nmila (1995), trois principaux ensembles peuvent être distingués comme suit, de la base au sommet :

- le *Permien gris* (250 m d'épaisseur) et le *Permien gris et rouge* (130 m) datés de l'Autunien inférieur : le Permien gris, affleurant surtout dans la partie nord du bassin, est constitué de grès, de silts et d'argiles, où s'intercalent des couches riches en matière organique ; le Permien gris et rouge est constitué de fines couches riches en matière organique à la base, évoluant vers des faciès détritiques fins constitués de siltites et d'argilites silteuses ;
- le *Permien rouge inférieur* (Autunien supérieur) d'une puissance de 300 m : caractérisé par une couleur rouge uniforme, il est composé de formations terrigènes silto-gréseuses et argilo-gréseuses ; Des niveaux pyroclastiques fins (cinérites) s'intercalent dans ces deux ensembles.
- le *Permien rouge supérieur* (Saxonien) épais de 2000 m : celui-ci couvre la majeure partie affleurante du bassin ; conglomératique à la base, il est ensuite constitué de grès, de pélites et d'argilites de couleurs rouges appelées ruffes. Des horizons carbonatés correspondant à des formations volcano-sédimentaires (« tuffites ») s'y intercalent.

Les formations datées du Cambrien au Carbonifère, affectées par la tectonique hercynienne et situées au Sud du bassin de Lodève, sont constituées de schistes, de flyschs et de formations sédimentaires détritiques (grès et poudingues) et carbonatées (calcaires, dolomies).

Le Trias, observé au Sud du Causse, est composé d'argiles, de grès et de calcaires. Le plateau du Causse est constitué de formations Jurassiques essentiellement carbonatées (calcaires et dolomies).

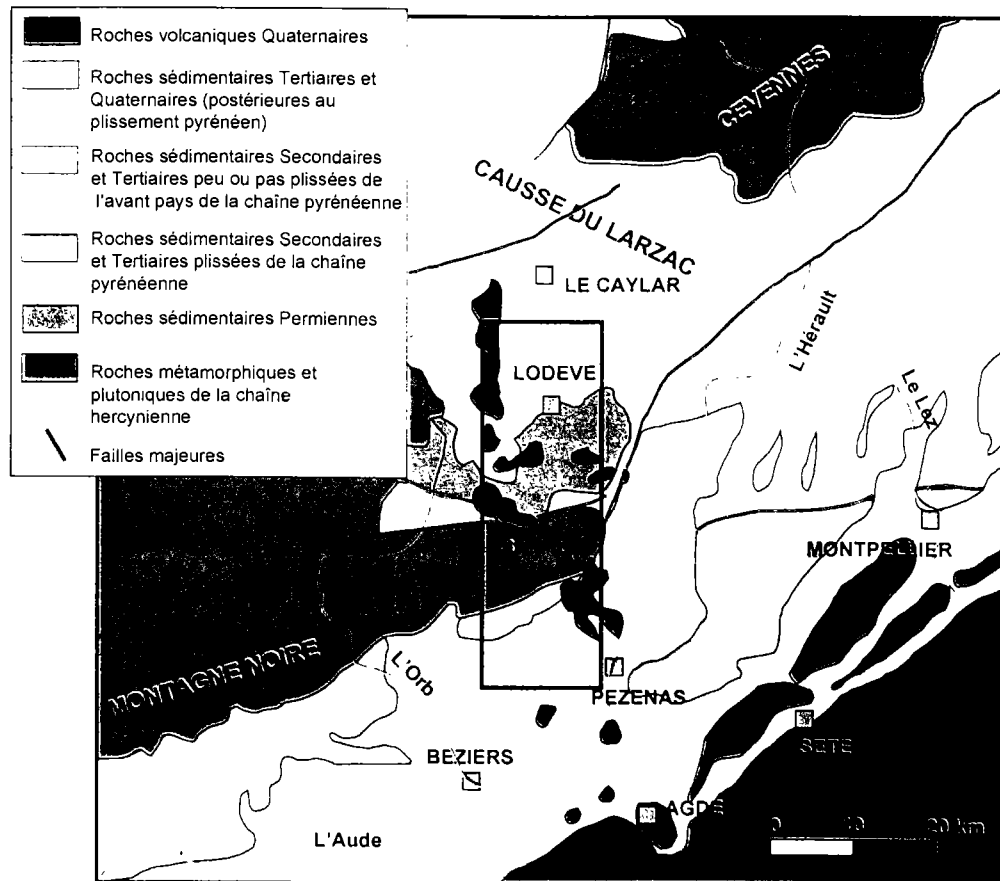


Figure 3-17. Contexte géologique du transect du Languedoc : carte géologique simplifiée d'après Chantraine et al. (1996, modifié) et localisation du transect (encadré).

Les formations Tertiaires (Sud et Nord du transect) sont constituées de calcaires (Eocène), de molasses sableuses, de marnes, de calcaires argileux (Miocène moyen) et de poudingues et calcaires siliceux (Pliocène).

Enfin, la chaîne volcanique de l'Escandorgue (Quaternaire), qui traverse la zone d'étude du Nord-Ouest au Sud-Est, est constituée de basaltes alcalins et de tufs basaltiques.

L'étude lithogéochimique est réalisée à partir des levés géologiques au 1/50 000, digitalisés sur une bande de quelques kilomètres de large, de part et d'autre des itinéraires de mesures radon. Les cartes géologiques en partie couvertes par cette zone, sont les feuilles du Caylar (Alabouvette et al., 1988 ; n° 962), de Lodève (Alabouvette et al., 1982 ; n°989) et de Pézenas (Berger et al., 1981 ; n°1015). La carte géologique du transect résultante est présentée sur la figure 3-18.a, dont la légende est reportée sur la figure 3-18.b.

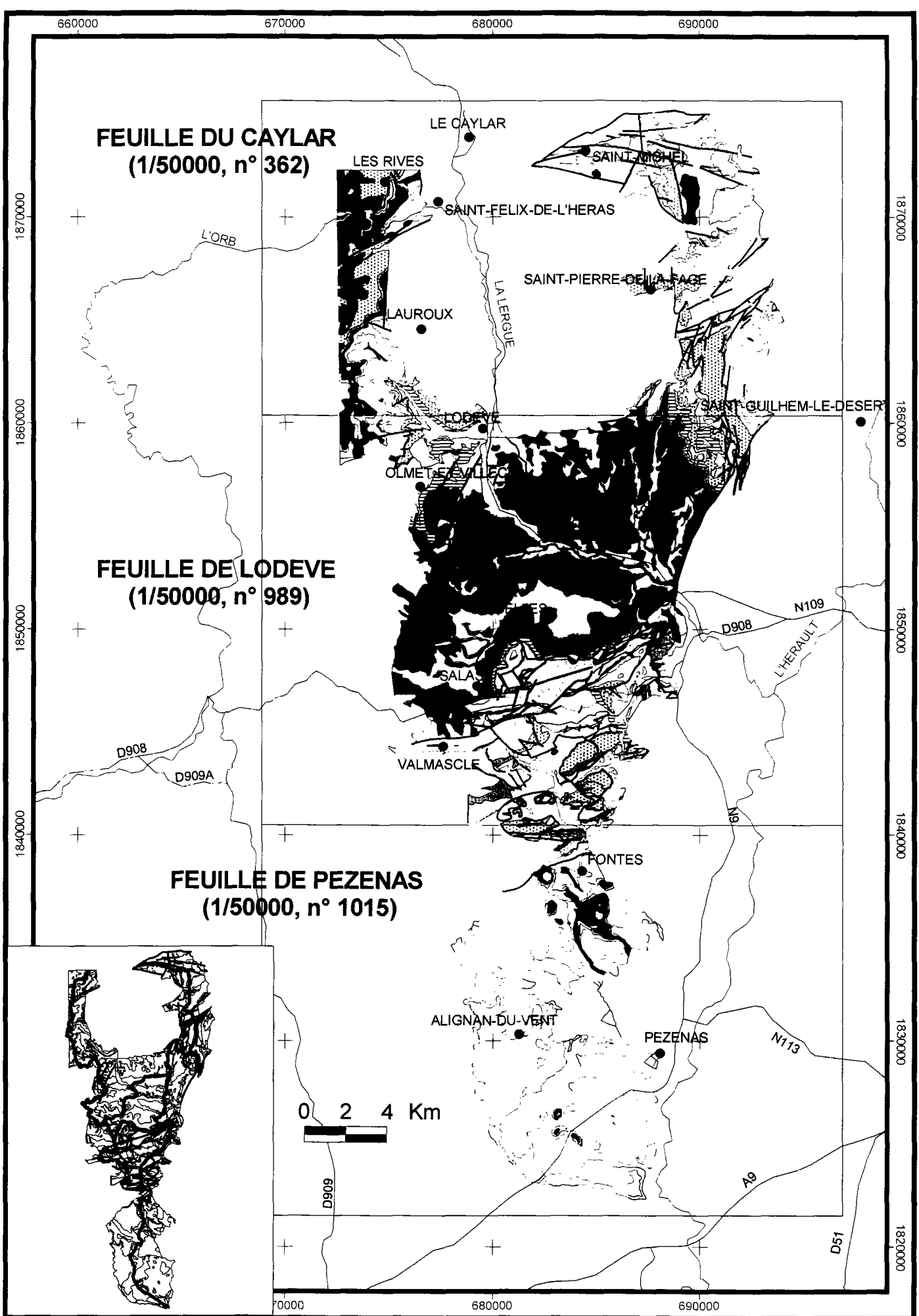
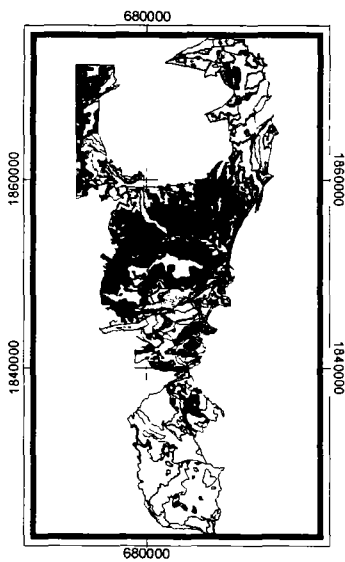


Figure 3-18.a. Carte géologique au 1/50 000 du transect du Languedoc (réduction au 1/240 000). Seules les formations géologiques recoupées par les itinéraires de mesures ont été étudiées (cartouche).

LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE AU 1/50 000 DU TRANSECT DE L'HERAULT



FORMATIONS QUATERNAIRES

- Alluvions, sables et galets
- Basalte alcalin
- Tuf basaltique

FORMATIONS TERTIAIRES

Pliocène

- Poudingues et calcaires siliceux

Miocène

- Miocène moyen, "Helvétien". Calcaire argileux, blanchâtre lacustre ou lagunaire
- Miocène moyen, "Helvétien". Molasse sableuse, marnes bleues

Eocène

- Eocène moyen. Calcaire blanc

FORMATIONS SECONDAIRES

Mésozoïque

Jurassique

- Georgien. Dolomie schisto-gréseuse
- Kimméridgien supérieur et Portlandien compréhensif à l'ouest. Calcaire
- Portlandien-Kimméridgien supérieur. Calcaires graveleux et bioclastiques (Portlandien), calcaires beiges sublithographiques (Kimmeridgien)
- Kimméridgien. Calcaires bioclastiques
- Portlandien, Kimméridgien supérieur. Dolomies
- Kimméridgien. Calcaires argileux bioclastiques
- Oxfordien supérieur. Calcaires sublithographiques en bancs
- Oxfordien moyen. Marnes et calcaires
- Bathonien. Calcaire en plaquettes
- Bathonien. Dolomies ruiniformes
- Bathonien. Dolomies inférieures du Caylar
- Aalénien, Bajocien inférieur. Calcaire
- Toarcien terminal. Marnes grises et calcaire marneux
- Calcaires biodétritiques parfois argileux, schistes cartons, dolomies
- Hettangien. Dolomies

Trias

- Rhétien. Calcaires, dolomies, grès, marnes noires
- Argiles bariolées
- Grès
- Anisien supérieur. Argiles, marnes et dolomies
- Grès et conglomérats

Paléozoïque

- Saxonien. Pélites et argilites rouges, grès de base
- Autunien supérieur. Grès et pélites rouges
- Autunien inférieur. Grès et argilites grises.
- Carbonifère. Flysch gréseux, flysch à olistostrome
- Carbonifère. Calcaire noduleux et lydiennes vertes à turbidites calcaires
- Carbonifère. Lydiennes noires à nodules phosphatés
- Dévonien supérieur. Calcaires micritiques et argilites à pyrites
- Dévonien. Calcaire à silex, à chailles, calcaire micritique, encrinites
- Dévonien. Grès ferrugineux et dolomies
- Silurien. Calcaire gréseux en plaquettes
- Ordovicien. Schistes flyschoides
- Ordovicien. Porphyres andésitiques chloritisés

VEINES ET FILONS

- Quartz

ELEMENTS STRUCTURAUX

- Failles

REPERES TOPOGRAPHIQUES

- Villes
- Routes principales
- Rivières principales

III.2. Lithogéochimie des formations géologiques affleurantes du transect.

III.2.1. Classification lithologique.

Les formations géologiques ont été regroupées en grands ensembles qui sont les suivants :

- les formations superficielles Quaternaires : alluvions, sables, galets ;
- les formations sédimentaires détritiques Pliocènes : poudingues et calcaires siliceux ;
- les formations sédimentaires détritiques Miocènes : molasse sableuse, marnes, argiles ;
- les roches carbonatées Paléozoïques : calcaires, dolomies ;
- les roches carbonatées Secondaires et Tertiaires : calcaires, dolomies ;
- les formations sédimentaires détritiques Secondaires : argiles, marnes et grès ;
- les grès et argilites grises du bassin lodévois (Permien rouge et gris) ;
- les grès et pélites rouges du bassin de Lodève (Permien rouge inférieur) ;
- les pélites, argilites rouges et grès du bassin de Lodève (Permien rouge supérieur) ;
- les métasédiments : schistes ;
- les quartzites ;
- les andésites ;
- les tufs basaltiques et basaltes alcalins.

La carte lithologique obtenue est reportée sur la figure 3-19.

III.2.2. Détermination des teneurs en uranium des différentes lithologies.

Les teneurs en uranium ont été déterminées par méthode indirecte, pour les **formations sédimentaires détritiques, carbonatées et superficielles** à partir des valeurs données par Taylor et McLennan (1985), Bhatia et Crook (1986) et Gascoyne (1992). Celles-ci ont été complétées par de nouvelles analyses réalisées par le BRGM, dans le cadre de ce programme. Les teneurs moyennes en uranium de ces formations sont inférieures à 4,5 ppm. Par ailleurs, d'après la banque de données du BRGM, les **quartzites** sont très peu uranifères, avec des teneurs moyenne en U inférieures à 1 ppm. Ensuite, pour **les métasédiments**, la gamme des teneurs moyennes en uranium obtenues en Bretagne a été reprise ; elle correspond à la gamme des teneurs des formations sédimentaires (0 - 4,5 ppm). En ce qui concerne les **andésites**, les teneurs moyennes données par Gill (1981) ont été utilisées et sont inférieures à 2 ppm. Les teneurs moyennes en uranium des **basaltes alcalins (et tufs**

basaltiques) ont été estimées entre 1 et 2 ppm à partir de la banque de données géochimiques du BRGM. Enfin, *les formations du bassin de Lodève*, quant à elles, peuvent être localement très uranifères (gisements exploités). Par conséquent, la gamme des teneurs moyennes en uranium estimées pour les formations détritiques ne peut leur être attribuée. Ainsi, les analyses directes en U de ces formations publiées par Nmila (1995) ont été compilées, et ont permis d'estimer une gamme de moyennes de teneurs pour les trois ensembles stratigraphiques définis précédemment. Les résultats sont les suivants : le Permien rouge et gris présente des teneurs en U variant entre 1 et 27 ppm, le Permien rouge inférieur, entre 1 et 35 ppm et le Permien rouge supérieur, entre 1 et 32 ppm. Ces ensembles présentent chacun, une teneur moyenne en uranium d'environ 6 ppm. Cette valeur montre donc que ces formations sont enrichies par rapport aux sédiments détritiques « classiques », dont la teneur moyenne en U ne dépasse pas 4 ppm environ. En outre, on notera que ces séries présentent localement de très fortes teneurs en U pouvant atteindre 35 ppm.

III.2.3. Synthèse des résultats.

Les gammes de teneurs moyennes en uranium ainsi déterminées pour chaque lithologie du transect, sont synthétisées dans le tableau 3-5.

Ces résultats ont conduit à la réalisation de la carte lithogéochimique reportée sur la figure 3-20. Le transect du Languedoc présente donc un potentiel source du radon plus homogène et plus faible que celui du transect de Bretagne. Il est en majorité représenté par des formations dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égale à 4 ppm environ (formations sédimentaires carbonatées et détritiques Secondaires, Tertiaires, Quaternaires, métasédiments, quartzites, basaltes et andésites). Toutefois, le bassin de Lodève, daté du Permien, est constitué de pélites, grès et argilites plus uranifères, dont la teneur moyenne en uranium est égale à 6 ppm. Si l'on compare cette valeur à la lithogéochimie du transect breton, elle serait de l'ordre de la teneur moyenne en U d'un granitoïde de type granodiorites-granites peralumineux. En moyenne, les formations du bassin de Lodève ne sont pas aussi uranifères que les granites-leucogranites peralumineux observés sur la zone de Bretagne, dont la teneur moyenne en U peut dépasser 8 ppm. Notons, cependant, que ces formations sédimentaires peuvent présenter des variations chimiques très importantes à grande échelle, et que des faciès très riches en uranium peuvent affleurer localement.

Tableau 3-5. Gammes des teneurs moyennes en uranium des différentes lithologies observées sur le transect du Languedoc.

Lithologies	Teneurs moyennes en U (ppm)	Classe de regroupement : teneur moyenne en U (ppm)
Tufs basaltiques et basaltes alcalins	1 - 2	≤ 2
Andésites	0 - 2	≤ 2
Quartzites	0 - 1	≤ 2
Métasédiments	0 - 4.5	≤ 4.5
Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5	≤ 4.5
Formations sédimentaires détritiques Pliocènes	0 - 4.5	≤ 4.5
Formations sédimentaires détritiques Miocènes	0 - 4.5	≤ 4.5
Roches carbonatées Paléozoïques	0 - 4.5	≤ 4.5
Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5	≤ 4.5
Formations sédimentaires détritiques Secondaires	0 - 4.5	≤ 4.5
Grès et argilites grises du bassin de Lodève	6	6
Pélites et argilites rouges, grès du bassin de Lodève	6	6
Grès, pélites rouges du bassin de Lodève	6	6

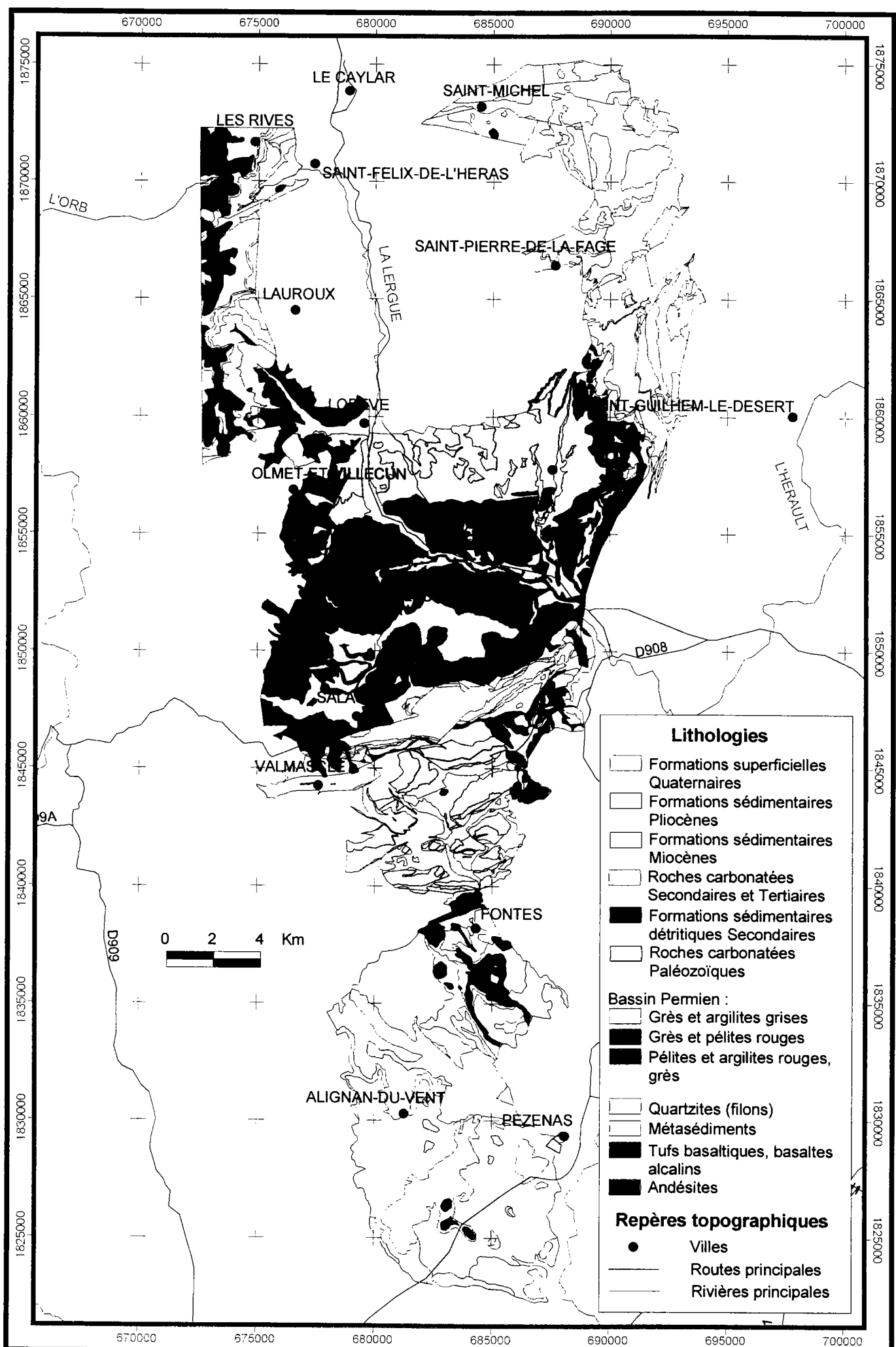


Figure 3-19. Carte lithologique du transect languedocien.

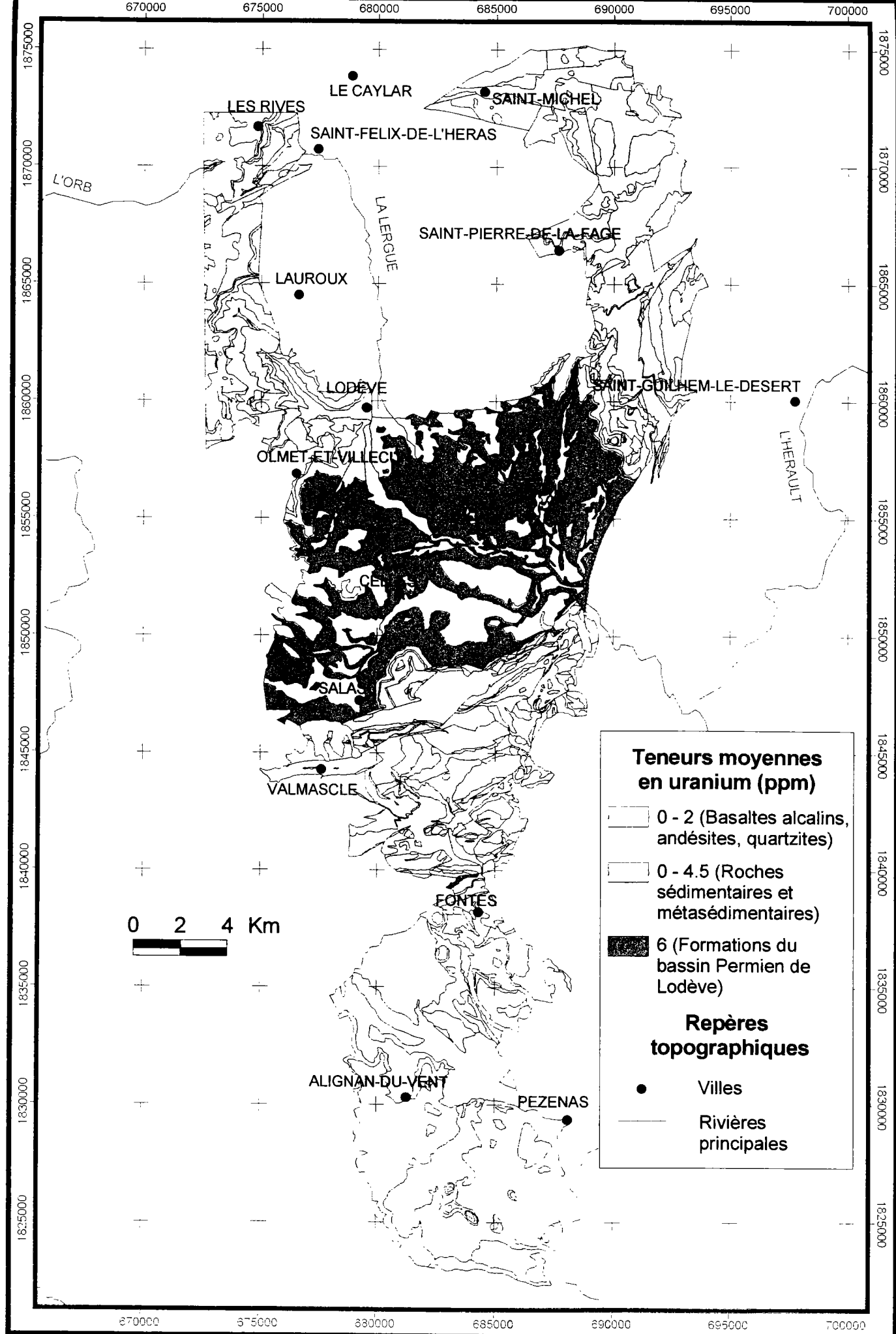


Figure 3-20. Carte lithogéochimique du transect languedocien.

IV. Impact des caractéristiques lithogéochimiques sur le signal radon dans l'environnement extérieur et dans l'habitat.

Cette partie s'attache à comparer les variations lithogéochimiques à celles des niveaux de radon mesurés dans l'environnement extérieur (sol et atmosphère) et dans l'habitat. Les résultats des mesures des niveaux de radon sont détaillés dans l'annexe 3-4.

IV.1. Influence de la lithogéochimie sur les niveaux de radon dans le sol et dans l'atmosphère.

Remarque préliminaire sur les incertitudes de mesures des niveaux de radon : pour le flux de radon, l'incertitude varie entre 35 % pour un flux supérieur à 200 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et 70 % pour un flux de 5-10 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ environ, l'incertitude moyenne étant de 41 %. L'incertitude de la mesure de l'activité volumique du radon dans le sol est de 21 % en moyenne, variant entre 20 % pour une activité volumique supérieure à 200 kBq.m^{-3} et 25 % pour une activité volumique d'environ 5 kBq.m^{-3} . Le principe des calculs d'incertitude est explicité dans l'annexe 3-5.

IV.1.1. Transect de Bretagne.

Les variations spatiales des différents niveaux de radon mesurés sont reportées sur les profils de la figure 3-21, en fonction de la distance parcourue le long de l'itinéraire et de la lithogéochimie. Les figures 3-22, 3-23 et 3-24 donnent une représentation cartographique de ces résultats superposées à la lithogéochimie.

IV.1.1.1. Itinéraire Ouest.

L'activité volumique du radon mesurée dans l'atmosphère varie entre quelques Bq.m^{-3} et 145 Bq.m^{-3} environ. Le flux de radon est compris entre 9 et 151 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et la concentration en radon dans le sol entre 6 et 120 kBq.m^{-3} environ. Les différents profils de la figure 3-21 et les cartes des figures 3-22 à 3-24 indiquent que les différents niveaux de radon mesurés présentent une distribution spatiale similaire le long du parcours. En effet, ces résultats montrent que la partie sud de l'itinéraire est caractérisée par des niveaux de radon plus élevés et plus variables que dans les deux tiers nord. Cette observation est en accord avec la lithogéochimie du tiers sud de l'itinéraire,

dont le sous-sol est essentiellement constitué de granitoïdes et de métagranitoïdes. En effet, il est tout d'abord caractérisé, à son extrémité sud, par le granitoïde de Trégunc, appartenant aux granodiorites-granites peralumineux, puis par l'orthogneiss de Nizon, les granitoïdes de Pluguffan, d'Ergué, de Koadloc'h, appartenant aux granites-leucogranites peralumineux et l'orthogneiss de St Thurien. Il existe également quelques bandes de métasédiments, d'amphibolites et des occurrences de formations superficielles Quaternaires, mais dont l'extension spatiale est inférieure à 1,5 km. Dans cette partie, le flux de radon atteint $151 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, l'activité volumique du radon, 145 Bq.m^{-3} dans l'atmosphère et 120 kBq.m^{-3} dans le sol. En outre, il est à noter l'existence de deux zones où l'activité volumique du radon dans l'atmosphère est plus élevée : la première (zone I, figures 3-21 et 3-22) localisée entre le 13^{ème} et le 15^{ème} km à partir de l'extrémité sud (Fig. 3-21), où elle atteint 145 Bq.m^{-3} et la seconde (zone II, fig. 3-21 et 3-22) localisée entre le 19^{ème} et le 21^{ème} km, où elle atteint un peu plus de 100 Bq.m^{-3} . Dans ces secteurs, la concentration en radon reste supérieure à 80 Bq.m^{-3} sur une distance de 1,5 à 2 km environ. Le premier pic (zone I) correspond à une zone où le flux de radon et la concentration en radon dans le sol sont également plus élevés : environ $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et 80 kBq.m^{-3} respectivement (Fig. 3-21). Celui-ci est à relier à l'occurrence de l'orthogneiss de Nizon, un métagranitoïde uranifère. Le second pic (zone II) correspond essentiellement au même orthogneiss et plus localement à des dépôts superficiels (alluvions-colluvions), résultant probablement de l'altération de ce métagranitoïde. Or, l'orthogneiss de Nizon, de par ses caractères pétro-géochimiques (voir tableau 3-3), peut présenter des teneurs en uranium élevées (supérieures à 10 ppm), avec une teneur moyenne supérieure à 8 ppm. Par ailleurs, nous pouvons noter des taux d'exhalation du radon élevés, de l'ordre de $150 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, dans deux secteurs situés à une distance de 22 et 26 km de l'extrémité sud du parcours (Fig. 3-21 et 3-23, sites A et B) : ils correspondent respectivement aux granitoïdes de Pluguffan et d'Ergué, appartenant aux granites-leucogranites peralumineux uranifères. L'activité volumique du radon dans le sol y est également plus forte : environ 120 et 90 kBq.m^{-3} (Fig. 3-21 et 3-24).

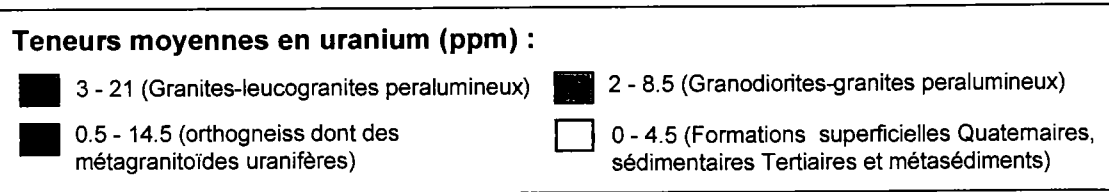
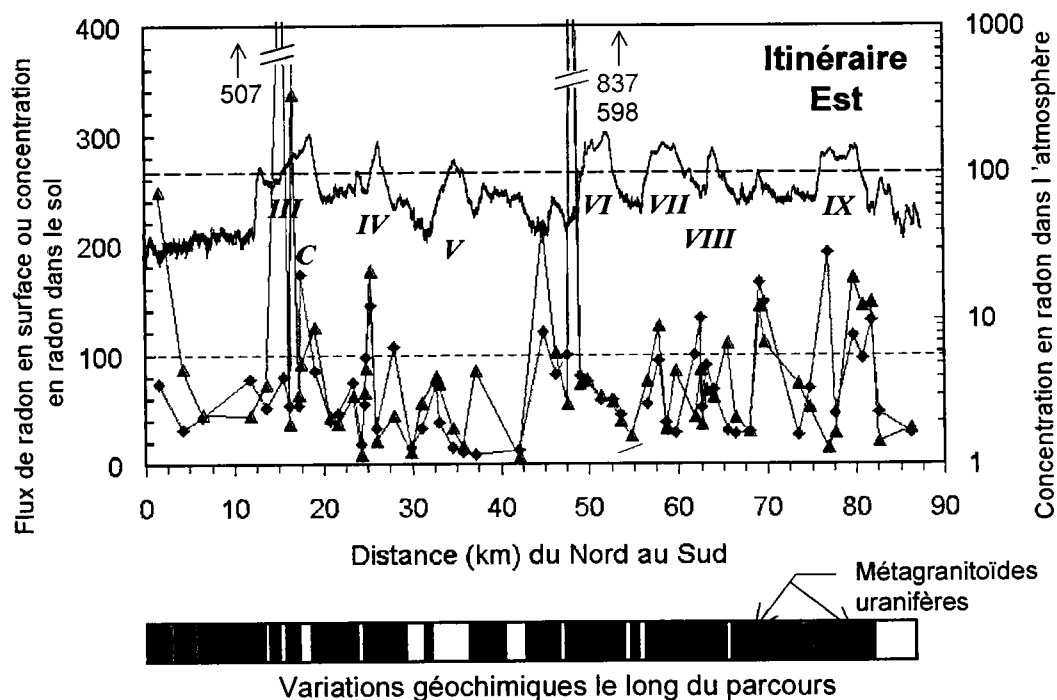
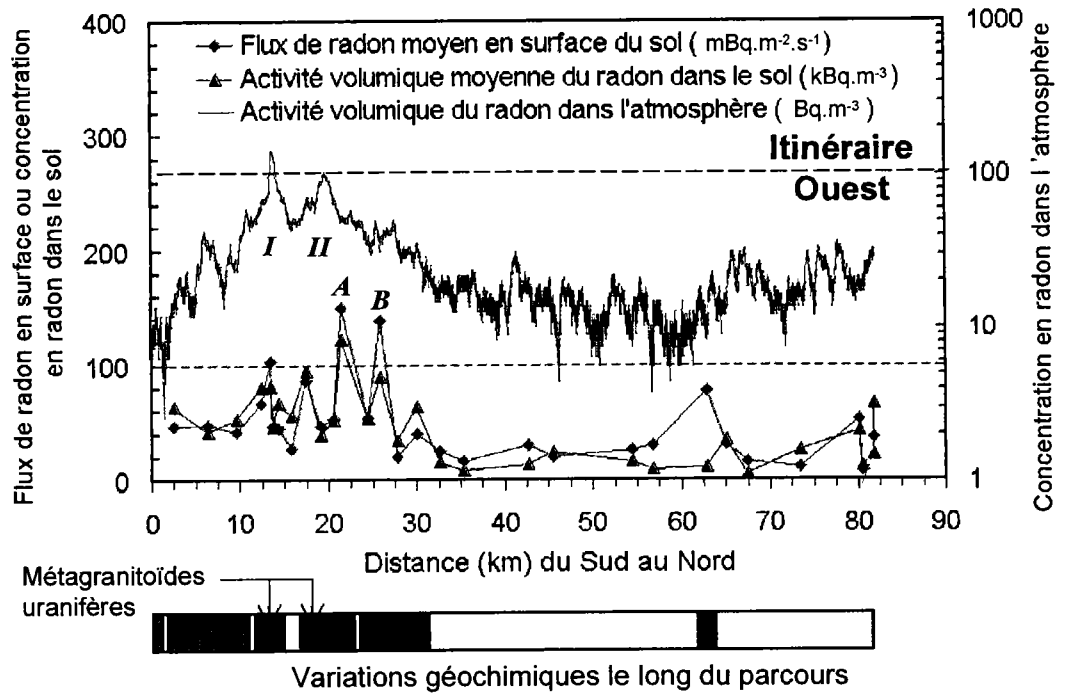


Figure 3-21. Transect de Bretagne : profils des niveaux de radon mesurés dans l'atmosphère, à l'interface sol/atmosphère et dans le sol, le long des deux itinéraires. Les variations lithogéochimiques y sont également reportées.

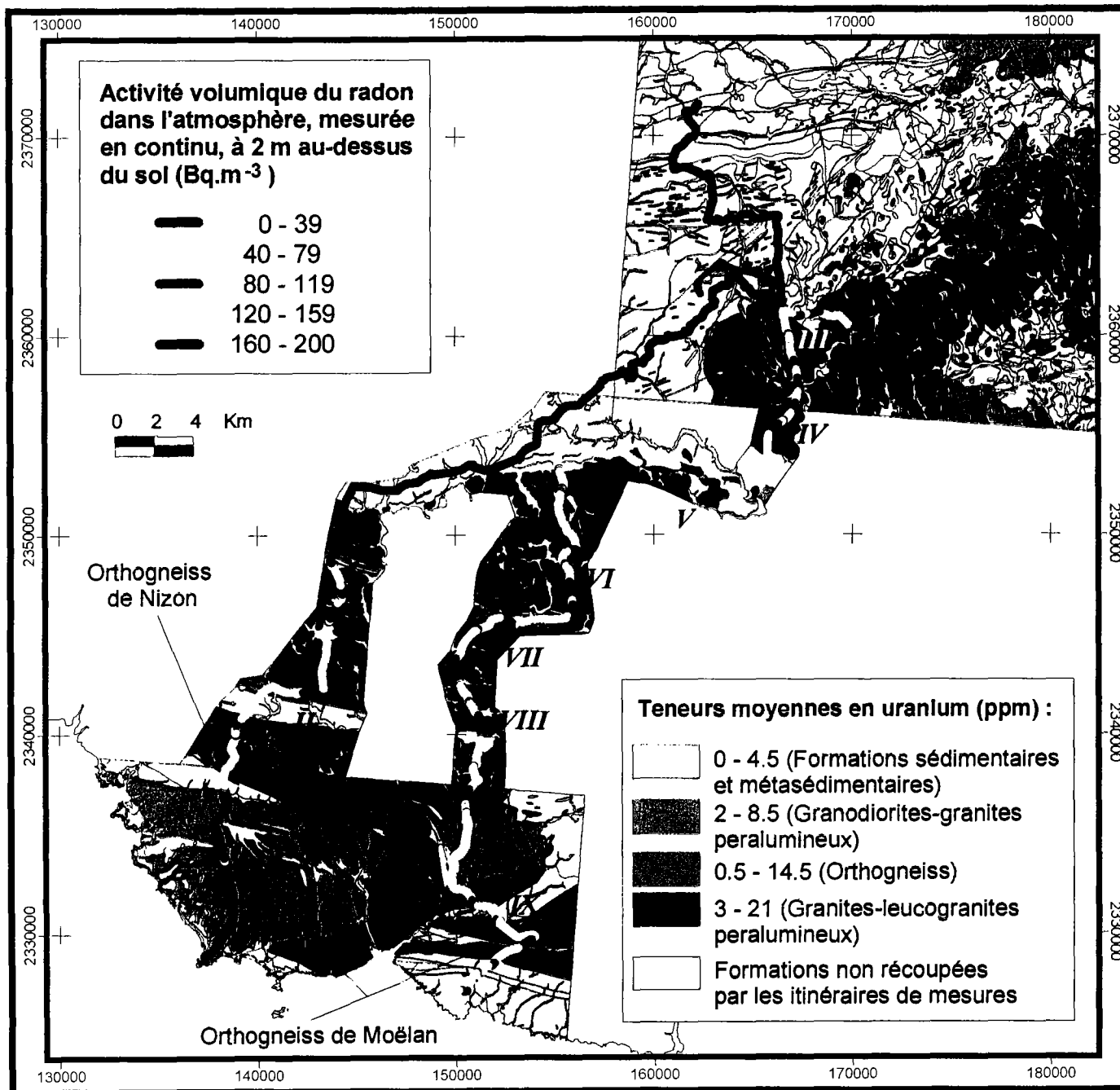


Figure 3-22. Transect de Bretagne : superposition des cartographies de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère (à 2 m au-dessus du sol) et de la lithogéochimie. Parmi les orthogneiss, les deux métagranitoïdes uranifères sont localisés.

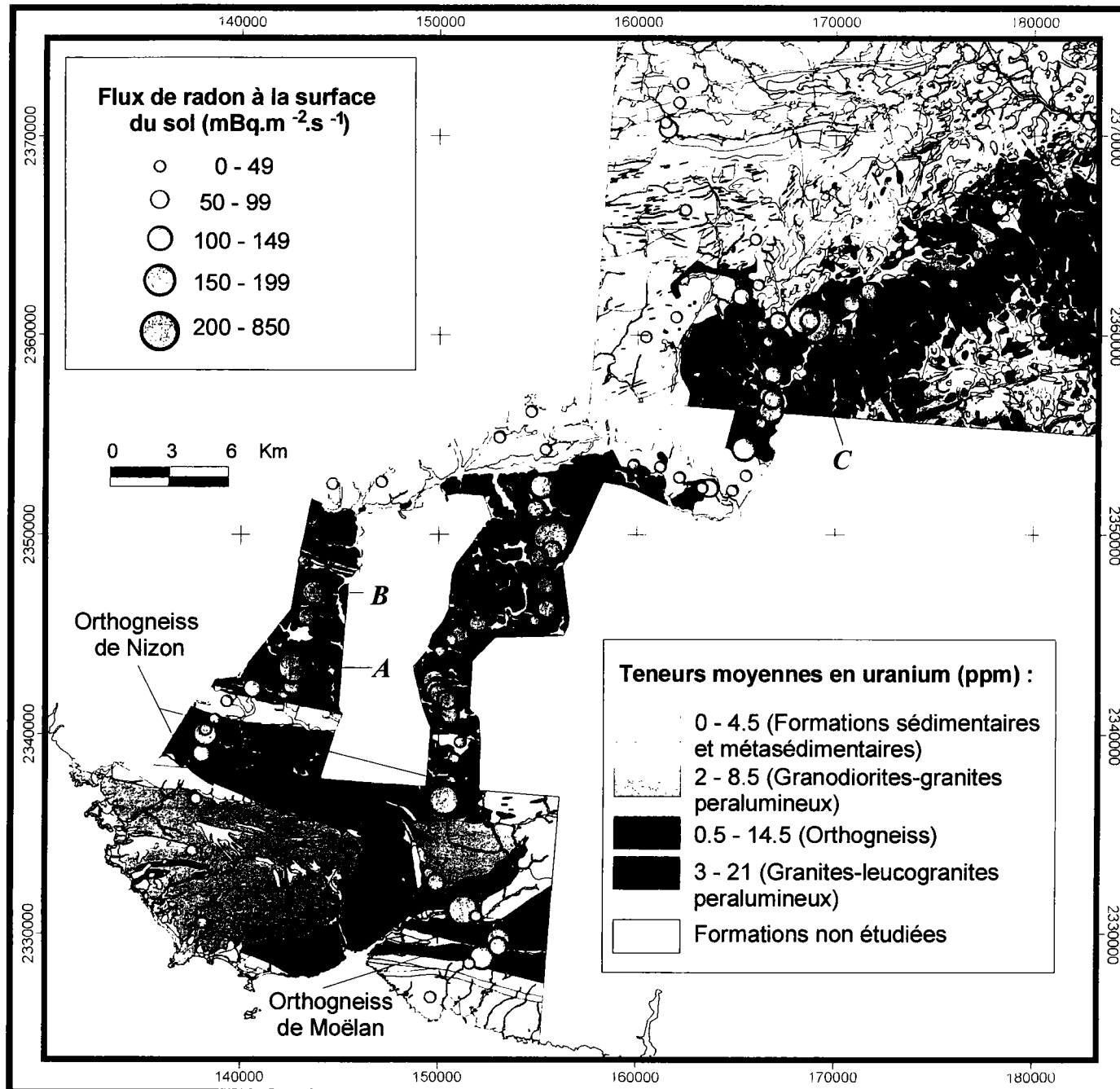


Figure 3-23. Transect de Bretagne : superposition du flux de radon mesuré à la surface du sol et de la lithogéochimie. Parmi les orthogneiss, les deux métagranitoïdes uraniumifères sont localisés.

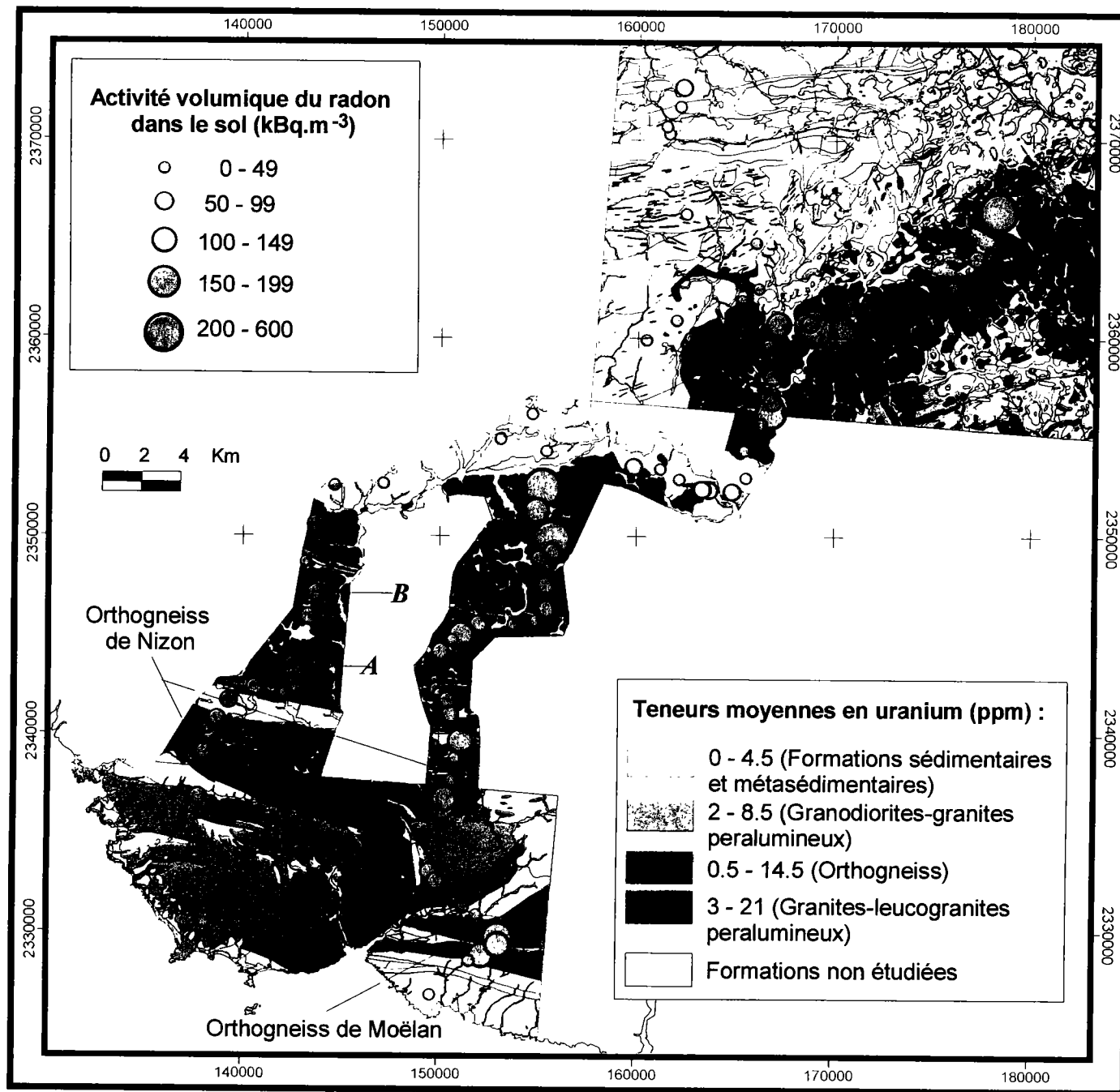


Figure 3-24. Transect de Bretagne : superposition de l'activité volumique du radon mesurée dans le sol et de la lithogéochimie. Parmi les orthogneiss, les deux métagranitoïdes uranifères sont localisés.

La partie nord de l'itinéraire est, quant à elle, caractérisée par des niveaux de radon plus faibles et plus stables : l'activité volumique du radon dans l'atmosphère y est inférieure à 40 Bq.m^{-3} , le flux de radon atteint au maximum $78 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et l'activité volumique du radon dans le sol ne dépasse pas 70 kBq.m^{-3} . Contrairement au tiers sud du parcours, les lithologies observées sont homogènes et peu uranifères. Il s'agit essentiellement de métasédiments, de formations sédimentaires Tertiaires et de formations superficielles Quaternaires, dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égale à 4,5 ppm. On observe également quelques occurrences du leucogranite de Pontivy, mais dont l'extension ne dépasse pas 1 km environ.

IV.1.1.2. Itinéraire Est.

Les niveaux de radon montrent de fortes variations sur toute la longueur de l'itinéraire (Fig. 3-21 à 3-24) et sont plus élevés que sur l'itinéraire Ouest. L'activité volumique du radon dans l'atmosphère est comprise entre environ 20 et 190 Bq.m^{-3} , le flux de radon en surface entre 9 et $837 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et la concentration en radon dans le sol entre 6 et 600 kBq.m^{-3} .

Plusieurs zones, d'une longueur d'environ 2 à 8 km, sont caractérisées par une activité volumique du radon dans l'atmosphère supérieure à 100 Bq.m^{-3} . De plus, une variation de plus de 100 Bq.m^{-3} peut être observée sur une distance de 1 km, voire moins. Du Nord au Sud, on en dénombre sept (Fig. 3-21 et 3-22) : sur la première d'entre elles, notée III, l'activité volumique du radon atteint 190 Bq.m^{-3} ; sur la zone IV, 165 Bq.m^{-3} ; sur la zone V, 125 Bq.m^{-3} ; le secteur VI est caractérisé par une activité volumique maximale de 190 Bq.m^{-3} ; le secteur VII, de 160 Bq.m^{-3} ; le secteur VIII, de 150 Bq.m^{-3} et, enfin, sur la zone IX, elle atteint 155 Bq.m^{-3} . La plupart de ces secteurs coïncident avec des granites-leucogranites peralumineux ou certains orthogneiss, qui ont fréquemment des teneurs élevées en uranium ($> 10 \text{ ppm}$), avec une moyenne pouvant dépasser 8 ppm. En effet, les zones III et IV sont situées sur le granitoïde de Langonnet, la zone VI sur le granitoïde de Koadloc'h, la zone VII sur le granitoïde d'Ergué et la zone VIII sur celui de Pluguffan. La zone IX se localise sur l'orthogneiss de Moëlan qui est très uranifère (14,53 ppm en moyenne). La zone V, quant à elle, est située sur des métasédiments (micaschistes Briovériens) peu uranifères, (teneur moyenne en U inférieure ou égale à 4,5 ppm), mais dans une vallée : l'effet topographique est susceptible d'y entraîner une accumulation préférentielle du radon dans l'atmosphère. En outre, ces fortes concentrations pourraient également être attribuées à la proximité du leucogranite de Cascadec uranifère. Les concentrations en radon dans l'atmosphère observées sont néanmoins plus faibles que sur les autres zones d'anomalie. De plus, les flux de radon mesurés dans ce secteur sont

également faibles ($< 50 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) ; il en est de même pour les concentrations en radon dans le sol ($< 40 \text{ kBq.m}^{-3}$).

En ce qui concerne le flux de radon et les concentrations en radon mesurées dans le sol, les points correspondant aux valeurs les plus élevées, c'est-à-dire respectivement supérieures à $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et à 100 kBq.m^{-3} , sont en général situés sur des granites-leucogranites peralumineux (granitoïdes de Pluguffan, d'Ergué, de Koadloc'h, de Cascadec, de Langonnet, du Croisty), ou sur les orthogneiss uranifères de Moëlan et de Nizon (Fig. 3-21, 3-23 et 3-24). Ils coïncident, dans la majorité des cas, avec les secteurs caractérisés par des activités volumiques du radon dans l'atmosphère élevées. Sur les formations superficielles Quaternaires, les formations sédimentaires Tertiaires et les métasédiments, dont la teneur moyenne en uranium est inférieure à 5 ppm, le flux de radon varie entre 10 et $90 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et l'activité volumique du radon dans le sol est comprise entre environ 10 et 130 kBq.m^{-3} . Le point correspondant à un flux d'environ $200 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (noté C) est situé sur les arénites d'altération du leucogranite de Langonnet. Enfin, sur les granodiorites-granites peralumineux (granitoïdes de Riec, de St Fiacre, de Trégunc) dont la teneur moyenne en uranium est comprise entre 2 et 8,5 ppm, le flux varie entre 30 et $80 \text{ Bq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et l'activité volumique du radon dans le sol est comprise entre environ 50 et 90 kBq.m^{-3} .

IV.1.1.3. Synthèse des résultats.

Le tableau 3-6 synthétise les gammes de niveaux de radon mesurés sur le transect en fonction des teneurs en uranium des différentes lithologies et appelle les commentaires suivants.

Tableau 3-6. Transect de Bretagne : synthèse des résultats obtenus après analyse cartographique croisée de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés dans le sol, à l'interface sol/atmosphère et dans l'atmosphère¹.

Lithologies		Granites-leucogranites peralumineux	Granodiorites-granites peralumineux	Orthogneiss	Métasédiments	Formations superficielles Quaternaires	Formations sédimentaires Tertiaires	Amphibolites
Teneur moyenne en uranium (ppm)	Gamme	3 - 21	2 - 8.5	0.5 - 14.5	0 - 4.5	0 - 4.5	0 - 4.5	0 - 1.5
Activité volumique du Rn dans l'atmosphère à 2 m au-dessus du sol (Bq.m ⁻³)	Gamme	8 - 191	6 - 81	19 - 156	3 - 140	2 - 185	8 - 72	51 - 104
	% de valeurs ≥ 100 Bq.m ⁻³	24	0	20.5	3.5	13	0	11
	Nombre de mesures	10715	2873	3698	10574	4192	1051	209
Activité volumique moyenne ² du Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Gamme	11 - 600	42 - 75	28 - 170	6 - 80	9 - 126	7 - 14	
	Moyenne géométrique	72	56	72	22	49	10	
	Déviatoin standard	124	10	49	21	41	3	
	Nombre de mesures	41	6	15	18	9	2	
	% de valeurs ≥ 100 kBq.m ⁻³	22	0	33	0	22	0	
Flux moyen ² de Rn en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Gamme	9 - 837	27 - 70	28 - 167	11 - 194	9 - 86	13 - 31	
	Moyenne géométrique	72	43	70	28	37	20	
	Déviatoin standard	135	13.5	44	43	25	9	
	Nombre de mesures	40	6	15	17	9	2	
	% de valeurs ≥ 100 mBq.m ⁻² .s ⁻¹	27.5	0	33	6	0	0	

¹ Remarque : la valeur de 100 mBq.m⁻².s⁻¹ pour le flux de radon à la surface du sol est une valeur indicative, à partir de laquelle le potentiel d'exhalation peut être considéré comme élevé, déduite de la comparaison des variations spatiales du flux expérimental, et de la concentration en radon mesurée dans l'habitat. En effet, comme nous le verrons dans la partie IV.2. de ce chapitre, d'après nos résultats de mesures sur les deux transects étudiés, les zones pouvant présenter des flux de radon supérieurs à cette valeur correspondent aux zones, où des concentrations en radon supérieures à 1000 Bq.m⁻³ ont été mesurées dans l'habitat. En outre, celles-ci coïncident également, en règle générale, avec les zones où des concentrations en radon supérieures ou égales à 100 Bq.m⁻³ dans l'atmosphère et à 100 kBq.m⁻³ dans le sol ont été mesurées.

² Moyenne arithmétique des deux mesures réalisées en chaque point.

- Sur les lithologies présentant une teneur moyenne en uranium inférieure ou égale à 4,5 ppm (*métasédiments, formations superficielles Quaternaires, formations sédimentaires Tertiaires, amphibolites*), la concentration en radon dans l'atmosphère est généralement inférieure à 100 Bq.m⁻³. Les quelques valeurs plus élevées (13 % des mesures sur les formations superficielles Quaternaires) correspondent aux arénites d'altération (classées dans les formations superficielles) d'un leucogranite peralumineux (Langonnet) riche en uranium. Des concentrations élevées sont également observées sur les amphibolites, cependant de tels niveaux peuvent être à relier aux leucogranites uranifères bordant la bande des amphibolites, dont la largeur est seulement de 100 m environ. Quelques concentrations supérieures à 100 Bq.m⁻³ ont également été mesurées sur des métasédiments (3 % des mesures), mais comme nous l'avons vu précédemment, elles peuvent être dues à la proximité d'un granitoïde uranifère. Par ailleurs, la moyenne des flux de radon mesurés sur ces lithologies peu uranifères est faible et varie entre 20 et 37 mBq.m⁻².s⁻¹. Aucun flux de radon ne dépassent 90 mBq.m⁻².s⁻¹, excepté une seule valeur atteignant 194 mBq.m⁻².s⁻¹ mesurée sur les métasédiments. En outre, la moyenne des concentrations en radon dans le sol est également faible sur ces lithologies et varie entre 10 et 50 kBq.m⁻³. L'activité volumique du radon dans le sol est en général inférieure à 100 kBq.m⁻³, excepté en deux points de mesures (22 % des valeurs) localisés sur les arénites du leucogranite de Langonnet, classées dans les formations superficielles.
- Sur les *granodiorites-granites peralumineux*, dont la teneur moyenne en uranium maximale est de 8,5 ppm, l'activité volumique du radon mesurée dans l'atmosphère est toujours inférieure à 100 Bq.m⁻³ (6 à 81 Bq.m⁻³). Le flux de radon varie faiblement entre 27 et 70 mBq.m⁻².s⁻¹, avec une moyenne géométrique de 43 mBq.m⁻².s⁻¹ et une déviation standard de 13,5 mBq.m⁻².s⁻¹. La concentration en radon dans le sol est également peu élevée : elle est comprise entre 42 et 75 kBq.m⁻³, avec une moyenne géométrique 56 kBq.m⁻³ (déviation standard de 10 kBq.m⁻³).
- Les *granites-leucogranites peralumineux* uranifères correspondent aux plus forts niveaux de radon mesurés. En effet, la concentration en radon dans l'atmosphère atteint 191 Bq.m⁻³, 24 % des valeurs étant supérieures ou égales à 100 Bq.m⁻³. Le flux de radon peut être très élevé et varie entre 9 et 837 mBq.m⁻².s⁻¹. Sa moyenne géométrique est de 72 mBq.m⁻².s⁻¹ (déviation standard égale à 135 mBq.m⁻².s⁻¹), 27 % des valeurs étant supérieures ou égales à 100 mBq.m⁻².s⁻¹. L'activité volumique du radon dans le sol peut également atteindre de très fortes valeurs (jusqu'à 600 kBq.m⁻³), avec une moyenne géométrique de 72 kBq.m⁻³ (déviation standard de 124 kBq.m⁻³) ; 22 % des valeurs sont supérieures ou égales à 100 kBq.m⁻³.

- Sur les *orthogneiss* sont également observés de forts niveaux de radon. En effet, la concentration en radon dans l'atmosphère atteint 156 Bq.m^{-3} et 20 % des valeurs sont supérieures ou égales à 100 Bq.m^{-3} . La moyenne géométrique du flux de radon est d'environ $70 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (déviations standard de $44 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) ; 33 % des valeurs sont supérieures ou égales à $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La moyenne géométrique des concentrations en radon dans le sol est de 72 kBq.m^{-3} (déviations standard de 49 kBq.m^{-3}) et un tiers des valeurs peuvent dépasser 100 kBq.m^{-3} . Plus exactement, les niveaux de radon les plus élevés sont observés sur deux *orthogneiss* dérivant de granitoïdes uranifères de type granites-leucogranites peralumineux ou à affinité subalcaline (massifs de Nizon et de Moëlan), et caractérisés par une teneur moyenne en uranium pouvant dépasser 8 ppm.

Par ailleurs, nous pouvons noter que sur ces granitoïdes ou métagranitoïdes uranifères, les niveaux de radon montrent d'extrêmes variations, et sont parfois faibles et du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur les autres lithologies.

IV.1.2. Transect du Languedoc.

L'activité volumique du radon mesurée dans le sol et dans l'atmosphère, ainsi que le flux de radon mesuré à l'interface sol-atmosphère, sont en général relativement faibles (Fig. 3-25, 3-26, 3-27 et tableau 3-7). Le flux est toujours inférieur à $80 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, avec une moyenne géométrique d'environ $10 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Les activités volumiques du radon mesurées dans l'atmosphère et dans le sol sont en général inférieures respectivement à 100 Bq.m^{-3} et 100 kBq.m^{-3} .

Quelques concentrations supérieures à 100 Bq.m^{-3} ont été mesurées dans l'atmosphère, sur des lithologies dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égale à 4,5 ppm : ces valeurs représentent au maximum 5 % de l'ensemble des mesures effectuées sur chaque lithologie. Celles-ci ont été mesurées sur des formations sédimentaires Miocènes et Pliocènes (molasses, marnes, sables, galets) et des formations superficielles Quaternaires (alluvions), au sud du transect. Cependant, ces fortes concentrations n'ont pu être confirmées par les mesures réalisées dans le sol ou à l'interface sol-atmosphère. Quelques concentrations supérieures ou égales à 100 Bq.m^{-3} dans l'atmosphère sont également observées sur les formations du bassin lodévois, dont la teneur moyenne en uranium est de 6 ppm : elles représentent moins de 10% de l'ensemble des mesures effectuées sur chaque lithologie. Une seule concentration mesurée dans le sol, sur les grès et argilites grises (Nord-Est du bassin de Lodève), dépasse 100 kBq.m^{-3} (164 kBq.m^{-3}) ; notons que c'est également sur cette lithologie qu'un flux modérément plus élevé, de $77 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, a été mesuré.

Tableau 3-7. Transect du Languedoc : synthèse des résultats obtenus après analyse cartographique croisée de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés dans le sol et dans l'atmosphère.

Lithologies		Basaltes alcalins, tufs basaltiques	Filons de quartz	Métasédiments (schistes)	Roches sédimentaires détritiques Secondaires	Roches carbonatées Paléozoïques	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	Formations superficielles Quaternaires
Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme	0 - 2	0 - 2	0 - 4.5	0 - 4.5	0 - 4.5	0 - 4.5	0 - 4.5
Activité volumique du Rn dans l'atmosphère à 2 m au-dessus du sol (Bq.m ⁻³)	Gamme	13 - 55	27 - 43	23 - 66	10 - 68	23 - 64	5 - 72	6 - 112
	% de valeurs ≥ 100 Bq.m ⁻³	0	0	0	0	0	0	0.5
	Nombre de mesures	2865	56	2349	2578	381	6753	5887
Activité volumique moyenne ³ du Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Gamme	1 - 15		14 - 39.5			1 - 62.5	7 - 31.5
	Moyenne géométrique	5		22			9	14.5
	Déviatoin standard	5.5		11			27	10
	Nombre de mesures	4		3			4	7
	% de valeurs ≥ 100 kBq.m ⁻³	0		0			0	0
Flux moyen ³ de Rn en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Gamme	8 - 18		15 - 25			1 - 31	5 - 23.5
	Moyenne géométrique	11		19.5			12	10.5
	Déviatoin standard	3.5		4			12	7
	Nombre de mesures	4		3			6	8
	% de valeurs ≥ 100 mBq.m ⁻² .s ⁻¹	0		0			0	0

Lithologies		Formations sédimentaires détritiques Miocènes	Formations sédimentaires détritiques Pliocènes	Grès et argilites grises (bassin de Lodève)	Pélites et argilites rouges (bassin de Lodève)	Grès et pélites rouges (bassin de Lodève)
Teneur moyenne en U (ppm)	Gamme	0 - 4.5	0 - 4.5	6	6	6
Activité volumique du Rn dans l'atmosphère à 2 m au-dessus du sol (Bq.m ⁻³)	Gamme	28 - 105	20 - 135	29 - 117	8 - 100	28 - 134
	% de valeurs ≥ 100 Bq.m ⁻³	0.75	5	5	0.02	10
	Nombre de mesures	267	1462	1650	5589	1088
Activité volumique moyenne du Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Gamme	8 - 80	5 - 16.5	164	6 - 33	11 - 63.5
	Moyenne géométrique	17	11	164	13	21.5
	Déviatoin standard	26	4		12	20
	Nombre de mesures	6	4	1	3	6
	% de valeurs ≥ 100 kBq.m ⁻³	0	0	100	0	0
Flux moyen de Rn en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Gamme	2 - 10	1 - 7	77	3 - 21	2 - 47.5
	Moyenne géométrique	5	4	77	7	19
	Déviatoin standard	3	2.5		6	16.5
	Nombre de mesures	6	4	1	7	7
	% de valeurs ≥ 100 mBq.m ⁻² .s ⁻¹	0	0	0	0	0

³ Moyenne arithmétique des deux mesures effectuées en chaque point.

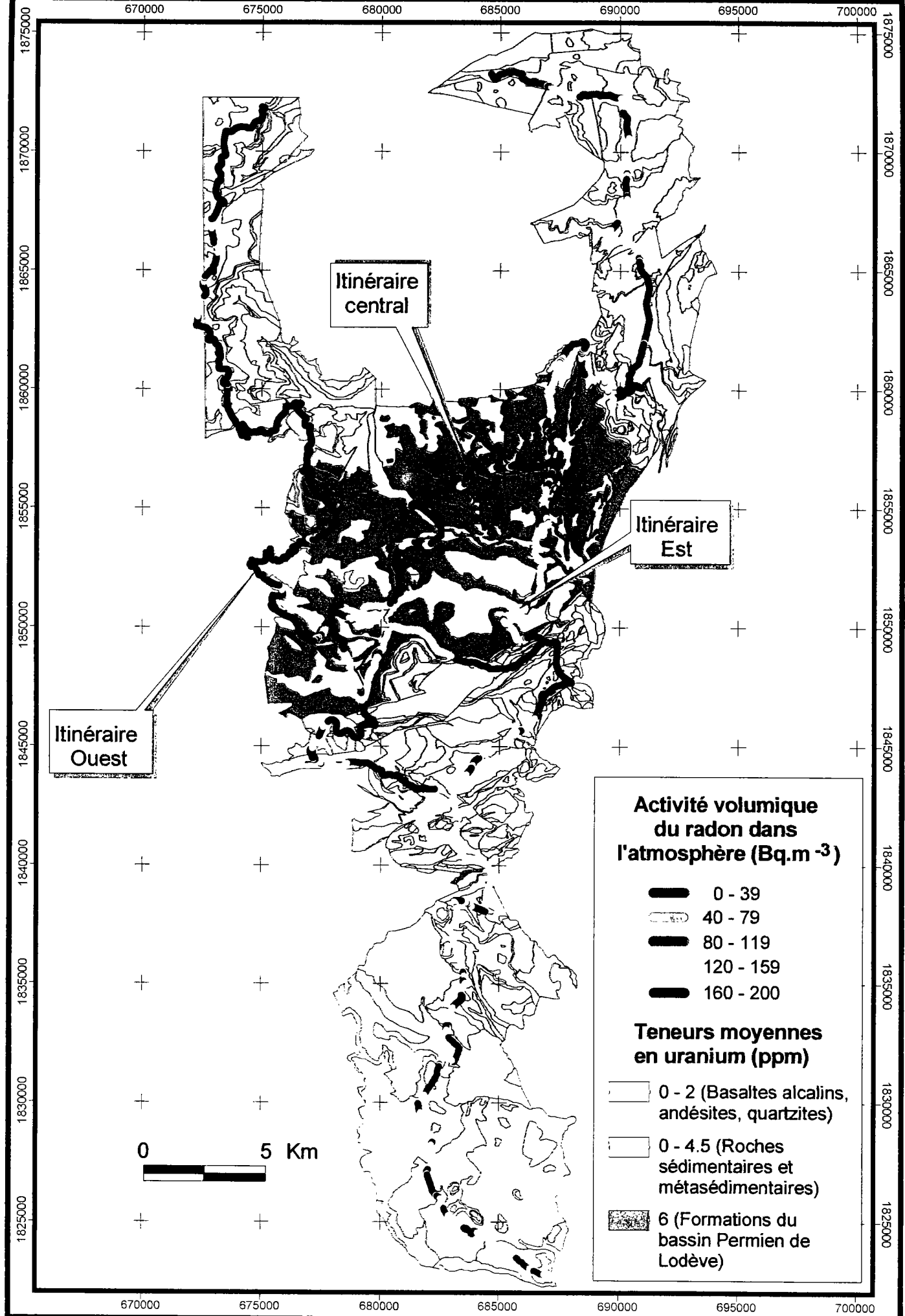


Figure 3-25. Transect du Languedoc : superposition des cartographies de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère et de la lithogéochimie.

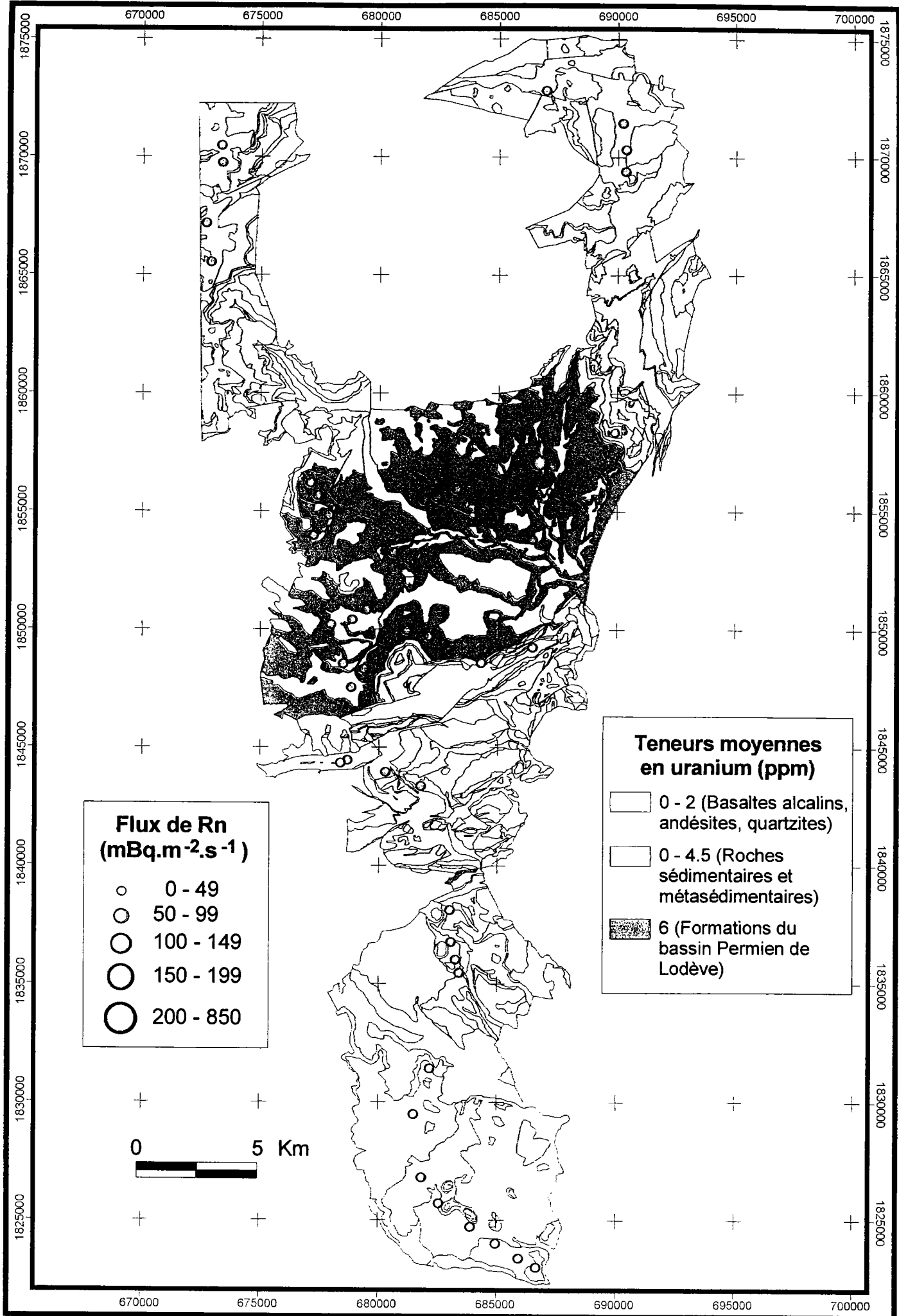


Figure 3-26. Transect du Languedoc : superposition du flux de radon mesuré à la surface du sol et de la lithogéochimie.

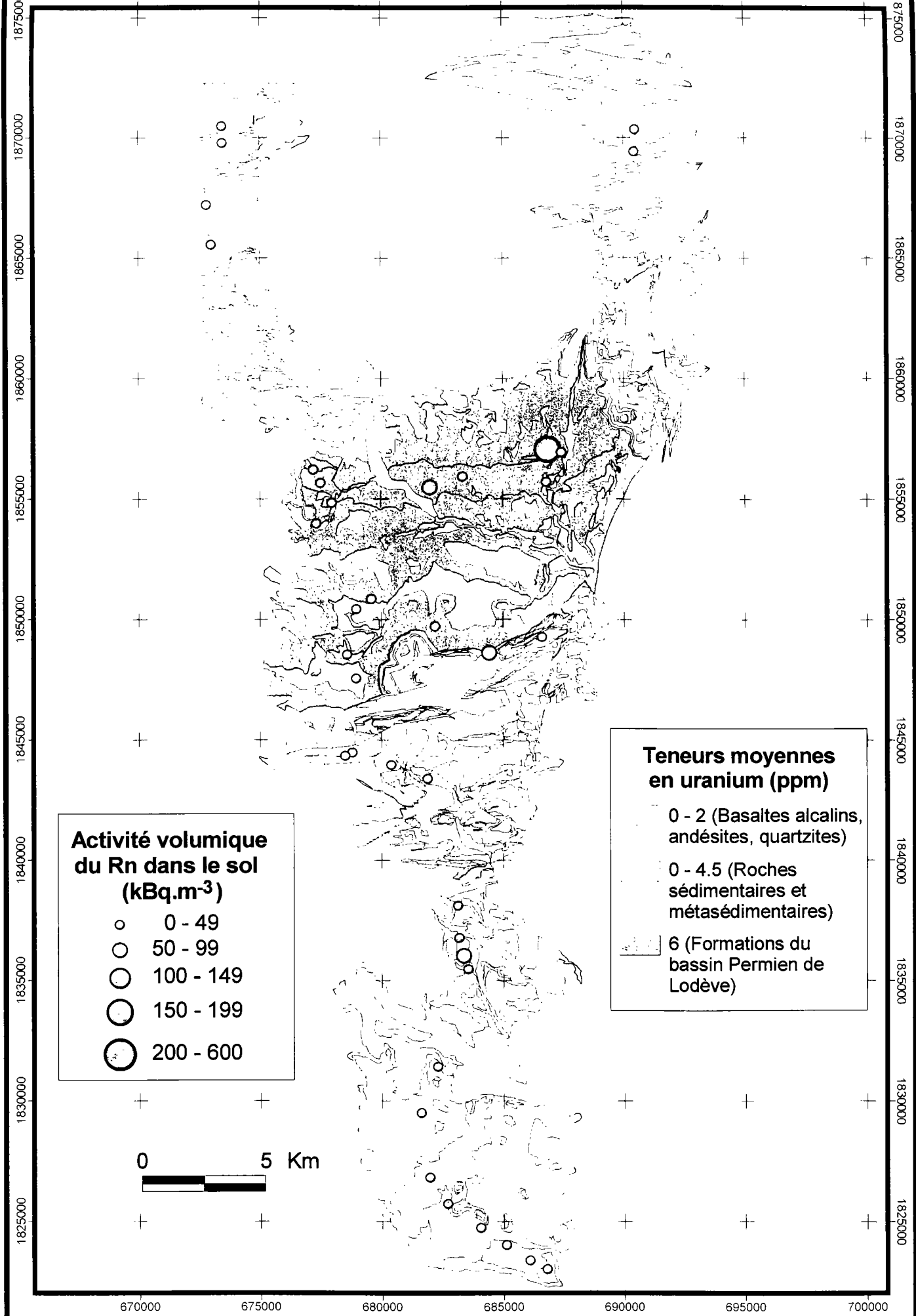


Figure 3-27. Transect du Languedoc : superposition de l'activité volumique du radon mesurée dans le sol et de la lithogéochimie.

IV.2. Implication des variations lithogéochimiques sur l'hétérogénéité des activités volumiques du radon dans l'habitat.

Rappelons que l'activité volumique du radon mesurée dans une habitation correspond à une mesure dont la période d'intégration minimale est de deux mois. L'incertitude (1 sigma) sur le résultat est de 25 % pour une concentration en radon inférieure ou égale à 10 Bq.m⁻³, de 12 % pour une concentration de 50 Bq.m⁻³, de 8 à 6 % pour une concentration comprise entre 100 et 200 Bq.m⁻³ et inférieure à 4 % pour une concentration en radon supérieure à 400 Bq.m⁻³.

IV.2.1. Transect de Bretagne.

Nous avons superposé les concentrations en radon mesurées dans l'habitat à la carte lithogéochimique (figure 3-28). Le croisement de ces données a conduit aux résultats synthétisés dans le tableau 3-8.

La répartition spatiale des concentrations en radon domestiques est cohérente avec la distribution des niveaux de radon mesurés dans l'environnement extérieur. En effet, les concentrations élevées en radon, en particulier celles supérieures ou égales à 400 Bq.m⁻³ ou à 1000 Bq.m⁻³, ont été mesurées dans des maisons qui sont quasiment toutes situées sur des lithologies uranifères, dont la teneur moyenne en uranium peut être supérieure à 8,5 ppm.

Ainsi, sur 85 mesures effectuées, 7 sont supérieures ou égales à 1000 Bq.m⁻³ (ce qui représente 8 % du total), dont 5 correspondent à un sous-sol constitué de granites-leucogranites peralumineux uranifères (granitoïdes de Koadloc'h et d'Ergué) ou de leurs produits d'altération. Les deux autres valeurs élevées (> 1000 Bq.m⁻³) sont respectivement à relier à l'orthogneiss de Nizon et à celui de Moëlan, ou à des formations superficielles vraisemblablement issues de leur altération. En outre, 10 maisons présentent une concentration en radon comprise entre 400 et 1000 Bq.m⁻³ (12 % du total), dont 7 sont localisées sur des granites-leucogranites peralumineux uranifères (granitoïdes de Langonnet, de Koad Loc'h, d'Ergué, de Pluguffan) et 2 respectivement sur l'orthogneiss de Moëlan et celui de Nizon également uranifères. Une seule valeur dépassant 400 Bq.m⁻³ (518 ± 21 Bq.m⁻³) a été mesurée sur des formations dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égales à 8,5 ppm : l'habitation correspondante est en effet située sur la granodiorite de St Fiacre, appartenant aux granodiorites-granites peralumineux.

IV.2.2. Transect du Languedoc.

Les résultats des mesures des concentrations en radon domestiques (26 mesures) sont superposés à la carte lithogéochimique du transect sur la figure 3-29 ; une synthèse est reportée dans le tableau 3-9.

Les activités volumiques du radon dans l'habitat sont globalement faibles : ces observations sont en accord avec les résultats des mesures du flux de radon à la surface du sol. La très grande majorité des concentrations est inférieure à 200 Bq.m^{-3} . Une seule mesure effectuée dans une maison située au Nord-Ouest du bassin de Lodève correspond à une concentration de 484 Bq.m^{-3} , or aucun flux élevé n'a pu être mesuré à proximité. Celle-ci est située sur les grès et pélites rouges modérément uranifères (6 ppm d'uranium en moyenne) et sur lesquelles les niveaux de radon mesurés, tant dans l'environnement extérieur que dans l'habitat, sont en général faibles. Cependant, la présence d'une anomalie locale en uranium n'est pas à exclure.

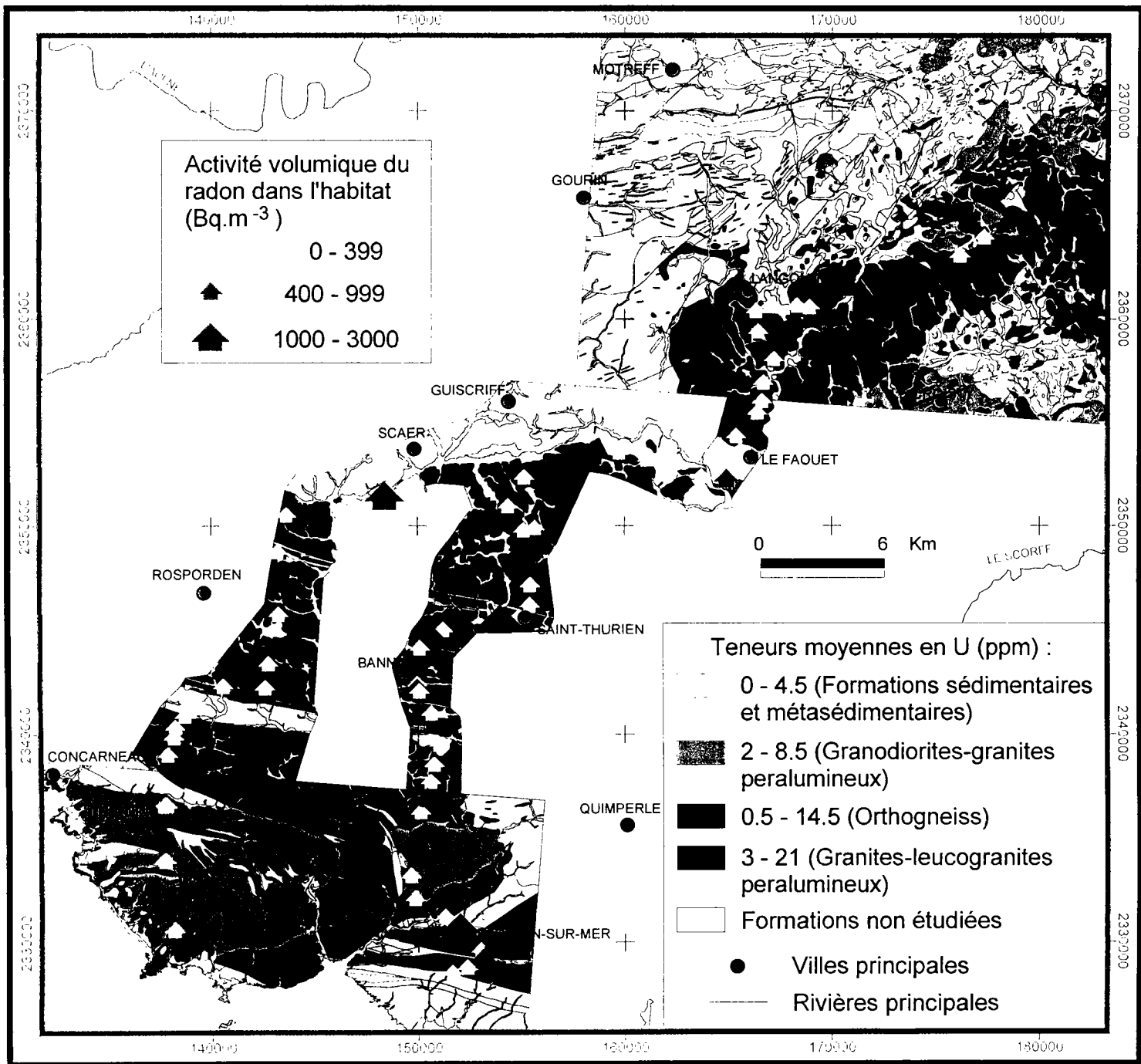


Figure 3-28. Transect breton : superposition des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la lithogéochimie.

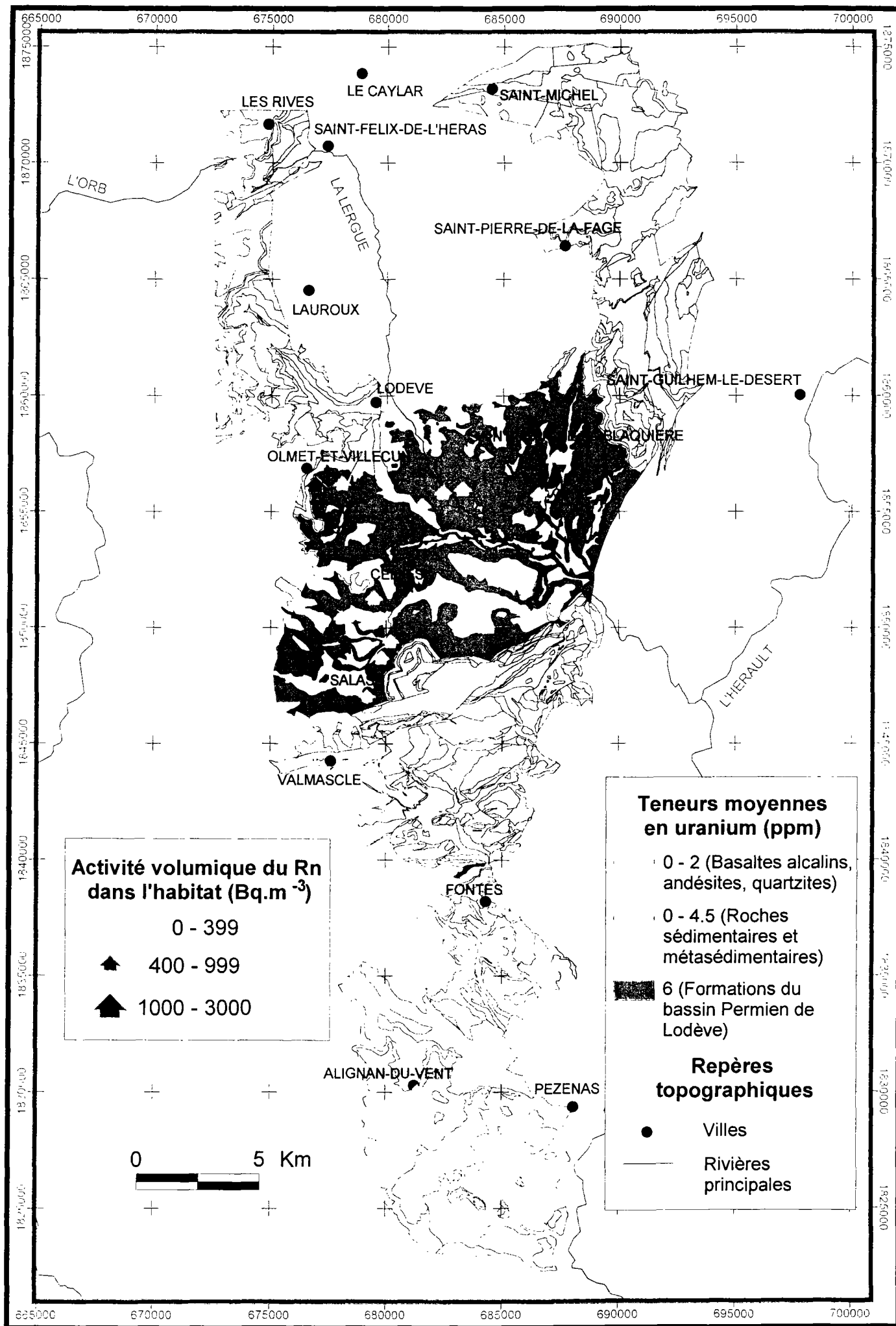


Figure 3-29. Transect du Languedoc : superposition des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et de la lithogéochimie.

Tableau 3-8. Transect de Bretagne : synthèse obtenue après croisement des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et la lithogéochimie.

Lithologies		Granites-leucogranites peralumineux (et leurs formations d'altération)	Granodiorites-granites peralumineux	Orthogneiss (et leurs produits d'altération)	Métasédiments	Formations superficielles Quaternaires	Formations sédimentaires tertiaires
Teneur moyenne en uranium (ppm)		3 - 21	2 - 8.5	0.5 - 14.5	≤ 4.5	≤ 4.5	≤ 4.5
Activité volumique du Rn dans l'habitat (Bq.m ⁻³)	Nombre total de mesures : 85						
	% de valeurs ≥ 1000 Bq.m ⁻³	6 (5 mesures)	0	2 (2 mesures)	0	0	0
	% de valeurs ≥ 400 mBq.m ⁻³	14 (12 mesures)	1 (1 mesure)	5 (4 mesures)	0	0	0
	Nombre total de mesures ≥ 1000 Bq.m ⁻³ : 7 (8 % du total)						
% de valeurs ≥ 1000 Bq.m ⁻³	71	0	29	0	0	0	
Nombre total de mesures ≥ 400 Bq.m ⁻³ : 17 (20 % du total)							
% de valeurs ≥ 400 Bq.m ⁻³	70	6	24	0	0	0	

Tableau 3-9. Transect du Languedoc : synthèse obtenue après croisement des concentrations en radon mesurées dans l'habitat et la lithogéochimie.

Lithologies		Basaltes alcalins	Formations sédimentaires détritiques Miocènes	Formations sédimentaires détritiques Pliocènes	Formations superficielles Quaternaires	Grès et argilites grises (Bassin de Lodève)	Pélites et argilites rouges (Bassin de Lodève)	Grès et pélites rouges (Bassin de Lodève)
Teneur moyenne en uranium (ppm)		≤ 2	≤ 4.5	≤ 4.5	≤ 4.5	6	6	6
Activité volumique du Rn dans l'habitat (Bq.m ⁻³)	Nombre total de mesures : 26							
	% de valeurs ≥ 1000 Bq.m ⁻³	0	0	0	0	0	0	0
% de valeurs ≥ 400 mBq.m ⁻³	0	0	0	0	0	0	1 mesure sur 4	

IV.3. Cas particulier des ultramylonites de la zone de cisaillement sud armoricaine.

Les zones de cisaillement, telles que la zone de cisaillement sud-armoricaine (Z.C.S.A.) recoupée par le transect de Bretagne, peuvent générer des concentrations en radon anormalement élevées dans l'atmosphère et par conséquent dans l'habitat. La Z.C.S.A. affectant des granitoïdes riches en uranium (leucogranites peralumineux), les circulations préférentielles de fluides le long des failles ont pu conduire à la formation d'anomalies uranifères locales, induisant des niveaux élevés de radioactivité. Cette zone est notamment marquée par des ultramylonites qui résultent de la déformation du leucogranite de Pluguffan, à l'origine potentiellement uranifère.

Les facteurs géologiques contrôlant l'exhalation du radon en surface du sol à l'aplomb de telles zones sont d'une part, la teneur en uranium de la roche et les anomalies uranifères potentielles le long des failles et d'autre part, sa forte perméabilité. Ces facteurs peuvent être directement liés à la déformation des roches : la mylonite est une roche formée par cisaillement ductile (déformation plastique), à une température généralement supérieure à 250 °C. La mylonitisation entraîne des modifications de la structure, de la porosité et de la composition chimique de la roche mère. Ces changements peuvent influencer sur la mobilité de l'uranium ainsi que sur sa concentration et favoriser l'émanation du radon. La diminution de la taille des grains, résultant de la déformation plastique, est une des caractéristiques des mylonites. Celle-ci peut affecter, en particulier, les minéraux accessoires contenant de l'uranium, communément rencontrés dans les granites-leucogranites peralumineux (apatite, monazite, zircon etc.) : cette diminution granulométrique favorise alors la remobilisation de l'uranium, qui réagit avec les fluides oxydants présents dans la mylonite en formation et qui est redistribué. Les mylonites présentent une forte anisotropie marquée par la foliation due à l'étirement et à l'alignement des minéraux déformés dans un plan préférentiel. Or, cette anisotropie canalise l'écoulement de fluides riches en uranium, qui peuvent entraîner à la fois un changement de composition (uranium apporté par les fluides) et de volume (perte de volume et enrichissement relatif en uranium) de la roche déformée. L'émanation du radon augmente alors dans le plan de foliation. De plus, le lessivage des mylonites s'opère essentiellement le long de ces plans d'anisotropie, et la source en uranium est donc exposée en priorité. Par ailleurs, pendant le cisaillement, la texture de la roche est également modifiée et la foliation développée la rend plus perméable. Cette foliation pénétrante est souvent suivie dans le profil de sol et fournit ainsi des chemins préférentiels pour le gaz, jusqu'en surface. En outre, pendant la déformation et l'altération météorique, le fer est oxydé ; or les oxydes de fer et d'autres métaux rendent l'uranium et le radium plus mobiles.

Des zones de cisaillement similaires, associées à la présence de mylonites, voire d'ultramylonites, ont été identifiées comme pouvant être la cause de concentrations en radon très élevées dans l'habitat (Gundersen, 1991). Les ultramylonites de la Z.C.S.A. forment une bande d'une largeur maximale réduite à 250 m environ sur le transect étudié. De ce fait, aucune mesure ponctuelle n'a été réalisée sur cette formation et les mesures autoportées n'ont pas permis de la différencier des leucogranites peralumineux de Pluguffan et d'Ergué qui la bordent. Cependant, cette bande d'ultramylonites s'étend à l'Ouest du transect étudié, en s'élargissant : sur cette extension (région de Quimper), des concentrations en radon supérieures à 100 Bq.m^{-3} ont été mesurées dans l'atmosphère extérieure, et des mesures de la concentration en radon domestique ont révélé de très fortes valeurs, supérieures à 1000 Bq.m^{-3} (Beneïto et al., rapport IPSN-DPRE/SERGD/LEIRPA- 99/46, 1999).

De telles zones peuvent donc constituer des zones locales ou régionales, selon leur étendue, à fort potentiel d'exhalation du radon, susceptibles d'induire des concentrations en radon domestiques très élevées, surtout si elles affectent des roches à l'origine uranifères.

IV.4. Apport des levés radiométriques aéroportés (teneurs en eU) dans le cadre de la cartographie du potentiel d'exhalation du radon (transect breton).

Les teneurs en eU mesurées au cours de la campagne aéroportée menée par le BRGM (Bonijoly et al., 1999) ont été extraites le long des deux itinéraires. Celles-ci sont reportées sur la figure 3-30, en comparaison avec les résultats des mesures du flux de radon et des concentrations en radon dans le sol, et les variations lithogéochimiques.

Comme nous l'avons vu précédemment dans la partie II.3., les variations des teneurs en eU sont en accord avec les variations lithogéochimiques. Par ailleurs, nous pouvons noter qu'elles suivent sensiblement les mêmes évolutions spatiales que les niveaux de radon, en particulier, les concentrations en radon dans le sol. La similarité des profils est notamment bien visible sur l'itinéraire Ouest, où les variations spatiales des paramètres mesurés sont moins importantes que sur la parcours Est. Le long des deux itinéraires, les secteurs montrant des fortes teneurs en eU, dépassant 4 ppm, correspondent en général à des flux de radon élevés ($\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), et/ou à des concentrations en radon dans le sol élevées ($\geq 100 \text{ kBq.m}^{-3}$).

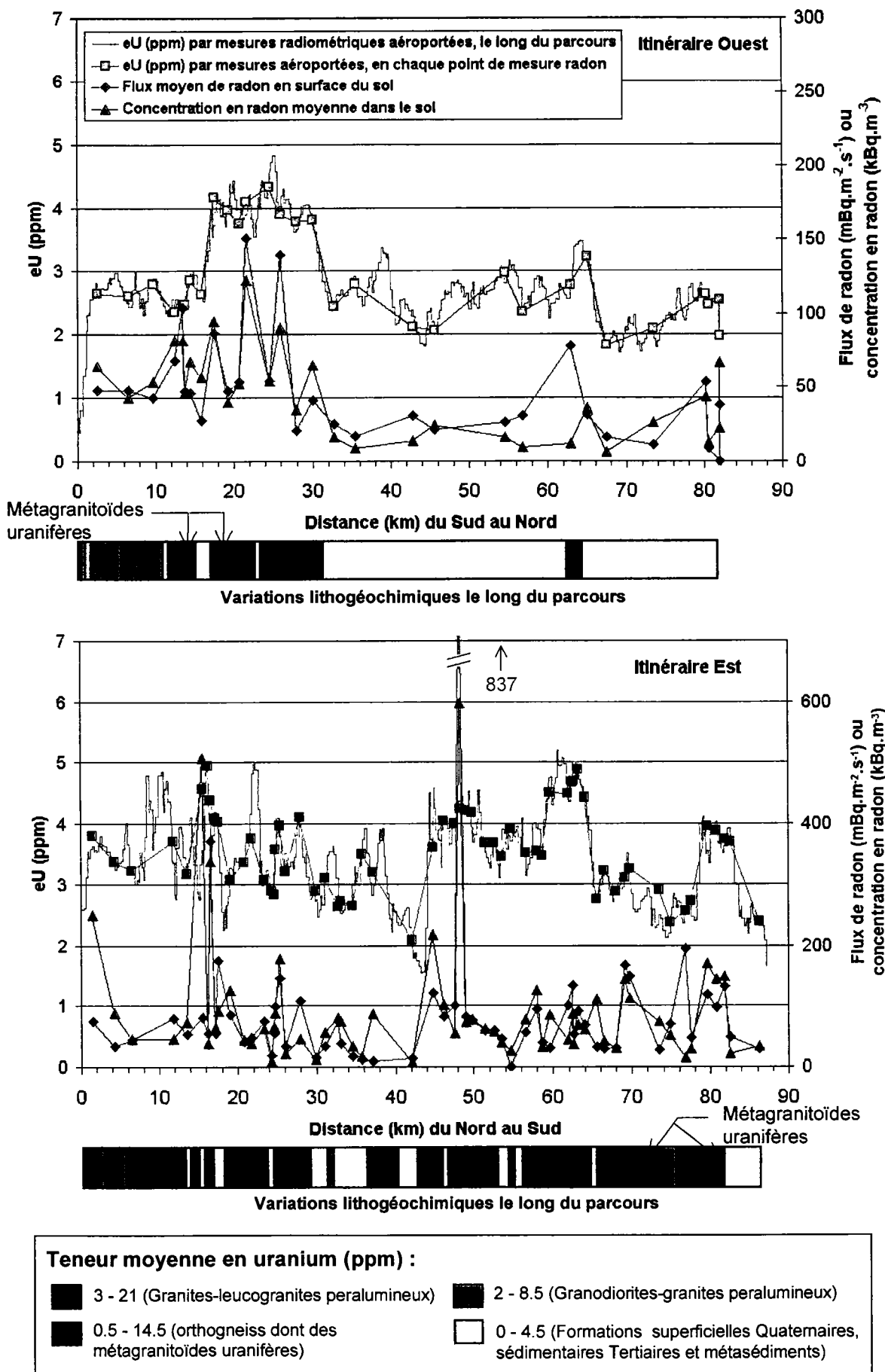


Figure 3-30. Transect de Bretagne : profils des niveaux de radon mesurés à l'interface sol/atmosphère et dans le sol, et de la teneur en eU mesurée par levés aéroportés, le long des deux itinéraires. Les variations lithogéochimiques y sont également reportées.

En revanche, l'inverse n'est pas systématique : certains sites à fort potentiel d'exhalation du radon ne sont pas mis en évidence par ces levés aéroportés. Les variations spatiales des niveaux radon et des teneurs en eU présentent une relativement bonne corrélation à l'échelle de la dizaine de kilomètres. Par contre, à plus grande échelle, cette corrélation est discutable.

Une confrontation plus approfondie de ces données est en cours, en collaboration avec J. Perrin (BRGM).

IV.5. Conclusions du chapitre.

Les résultats exposés dans ce chapitre ont mis en évidence l'influence du terme source du radon dans le sous-sol, autrement dit la teneur en uranium des roches, sur le signal radon, non seulement dans l'environnement extérieur, mais aussi dans l'habitat. Cette étude a abouti à deux résultats nouveaux par rapport aux études déjà réalisées.

Tout d'abord, elle a conduit à une classification générale des grands types de formations géologiques en fonction de leurs teneurs en uranium, sur la base d'une cartographie géologique précise au 1/50 000, permettant alors de quantifier et cartographier leur potentiel source en radon. Or, dans la littérature, l'analyse se limite souvent aux variations lithologiques et les teneurs en uranium des roches ne sont jamais prises en compte dans une systématique des roches. En outre, les teneurs en eU, mesurées par levés aéroportés et qui se rapportent aux premiers cm de sol sous la surface, leur sont souvent préférées, comme c'est le cas notamment aux Etats Unis.

Ainsi, les formations géologiques observées sur les deux transects étudiés présentent un potentiel source du radon fortement hétérogène et représentatif de la variabilité observable en France.

De plus, nous avons pu corréler les variations lithogéochimiques à celles des niveaux de radon observés sur le terrain. En effet, les niveaux les plus élevés, c'est-à-dire pouvant excéder 100 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à la surface du sol (et jusqu'à 800 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), 100 kBq.m^{-3} (et jusqu'à 600 kBq.m^{-3}) dans le sol et 100 Bq.m^{-3} (et jusqu'à 200 Bq.m^{-3}) dans l'atmosphère, sont quasi exclusivement mesurés sur des lithologies pouvant présenter une teneur moyenne en uranium par massif, supérieure à 8 ppm environ. En outre, c'est uniquement sur ces lithogéochimies que des concentrations en radon supérieures à 400 Bq.m^{-3} ont été mesurées dans l'habitat (à 2 exceptions

près). Ces formations, observées sur le transect breton, sont des granites-leucogranites peralumineux ou des métagranitoïdes uranifères.

Par ailleurs, la synthèse lithogéochimique effectuée dans le cadre de ce travail de thèse a exigé la compilation d'un grand nombre d'analyses chimiques supplémentaires, par rapport aux analyses directement disponibles sur les formations géologiques couvrant les transects de Bretagne et du Languedoc. Ce travail a permis la constitution d'une banque de données concernant la variabilité des teneurs en uranium des lithologies les plus couramment observées sur le territoire national. En outre, cette étude a été réalisée sur un nombre d'analyses suffisant pour être statistiquement représentatif d'une lithogéochimie donnée, comme l'a conforté la comparaison de nos résultats avec les gammes de teneurs en U fournies par la littérature, pour ces mêmes lithologies. Les analyses compilées ont notamment montré qu'un autre type de granitoïdes, constituant l'association subalcaline, ainsi qu'un cas particulier de granitoïdes calco-alcalins, les monzogranites leucocrates de Corse, présentent des teneurs en uranium du même ordre de grandeur que celles des granites-leucogranites peralumineux : ils peuvent donc également induire des niveaux de radon élevés. Les granitoïdes de type granites-leucogranites peralumineux sont présents dans le Massif armoricain, le Massif central, les Vosges et plus rarement dans les Pyrénées orientales. Les granitoïdes subalcalins sont observés dans le Massif armoricain, en Corse, dans le Nord-Est du Massif central et plus localement dans les Alpes. Les monzogranites leucocrates calco-alcalins sont situés dans le Sud et l'Ouest de la Corse. Ainsi, les résultats obtenus en Bretagne, sur de tels granitoïdes uranifères, y sont potentiellement transposables. Nous avons alors extrapolé la classification lithogéochimique élaborée aux différents massifs de granitoïdes français. Ceux-ci ont été localisés à partir de la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1996) et sont reportés sur la figure 3-31. Cette représentation permet, dans une *première approche*, d'obtenir une vue d'ensemble, à l'échelle du territoire, de la distribution de ces formations à fort potentiel d'exhalation du radon : elle permet ainsi de cibler à *l'échelle nationale*, les zones à prendre prioritairement en compte dans la gestion du risque radon. Il est important de préciser que cette carte n'est représentative qu'à l'échelle du 1/1 000 000 : un zoom effectué sur celle-ci dans le but d'obtenir, par exemple, une carte départementale, entraînerait des simplifications erronées des levés géologiques, ainsi que des distorsions cartographiques importantes (géoréférencement imprécis). Toute extrapolation cartographique doit être réalisée sur la base des cartes lithogéochimiques déduites des levés géologiques au 1/50 000.

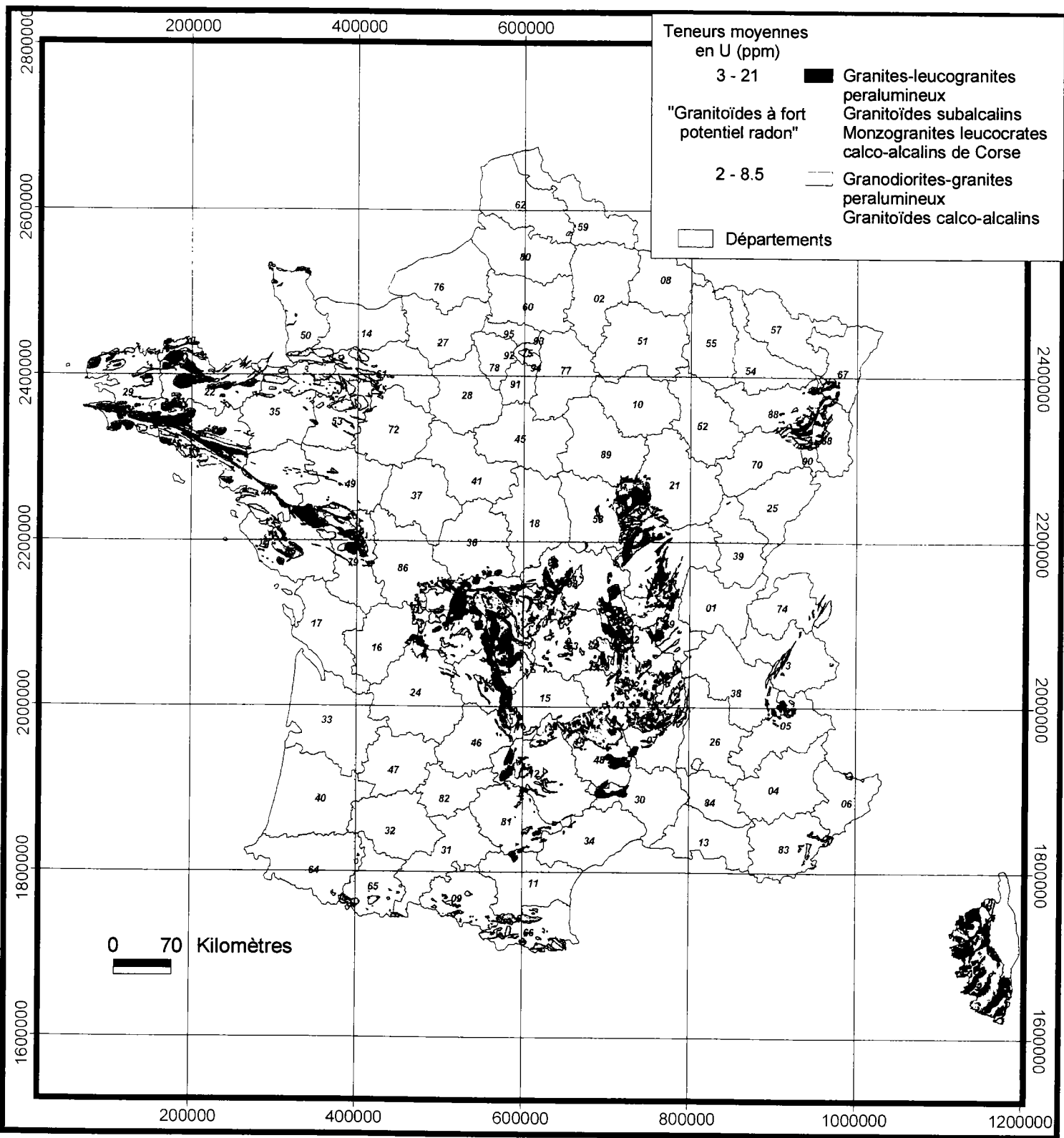


Figure 3-31. Extrapolation de la classification lithogéochimique aux différents massifs de granitoïdes français. Report des massifs sur la base des contours géologiques de la carte géologique de la France au 1 / 1 000 000 de Chantraine et al. (1996). Les granitoïdes figurés en rouge sont ceux qui, d'après nos mesures, présentent un fort potentiel d'exhalation du radon.

Les granitoïdes uranifères constituent la très grande majorité des formations géologiques susceptibles d'induire de forts niveaux de radon. Toutefois, il ne faut pas oublier les métagranitoïdes (orthogneiss) dont certains, de même affinité que ces granitoïdes uranifères, peuvent induire des forts taux d'exhalation du radon. Cependant, ceux-ci ne peuvent être localisés à partir de la typologie utilisée dans la carte géologique de la France au 1/1 000 000. De plus, ils présentent parfois une grande diversité chimique au sein d'un même pluton. Leur identification nécessite alors une étude pétrographique et chimique précise de chaque massif, à partir des informations disponibles, le cas échéant, dans les notices des cartes géologiques au 1/50 000. Notons que les orthogneiss couvrent une part importante du territoire national, probablement similaire à celle des granitoïdes.

Certes, ces résultats confirment ceux des études précédentes indiquant que les formations sédimentaires présentent un faible potentiel radon par rapport aux plutons granitiques. Cependant, une analyse lithologique, telle qu'elle est habituellement réalisée dans les études de cartographie radon, s'avère insuffisante. En effet, nous avons vu, en particulier, que les granitoïdes et métagranitoïdes ne présentent pas un potentiel d'exhalation du radon identique, certains induisant des niveaux de radon souvent du même ordre que ceux mesurés sur les formations sédimentaires ou métasédimentaires. De plus, certaines formations sédimentaires, telles que les pélites et argilites du bassin de Lodève observées sur le transect du Languedoc, sont plus uranifères que la majorité des sédiments. Ces formations, dont la teneur moyenne en uranium est de 6 ppm, n'ont apparemment pas un fort potentiel d'exhalation du radon, en règle générale. Toutefois, des anomalies uranifères locales peuvent être à l'origine de niveaux de radon élevés, comme le suggèrent certains cas observés dans le bassin lodévois. Des formations sédimentaires comparables à ces lithologies demandent donc une attention particulière. D'autres bassins d'âge Permien sont observés dans le Massif central, au Sud du massif vosgien, dans le Sud-Est de la France, ou encore dans le Nord du domaine armoricain (Cotentin), dans les Alpes et les Pyrénées (Fig. 3-32). Certains d'entre eux, en particulier celui d'Aumance et de Ronchamp, peuvent présenter des anomalies uranifères.

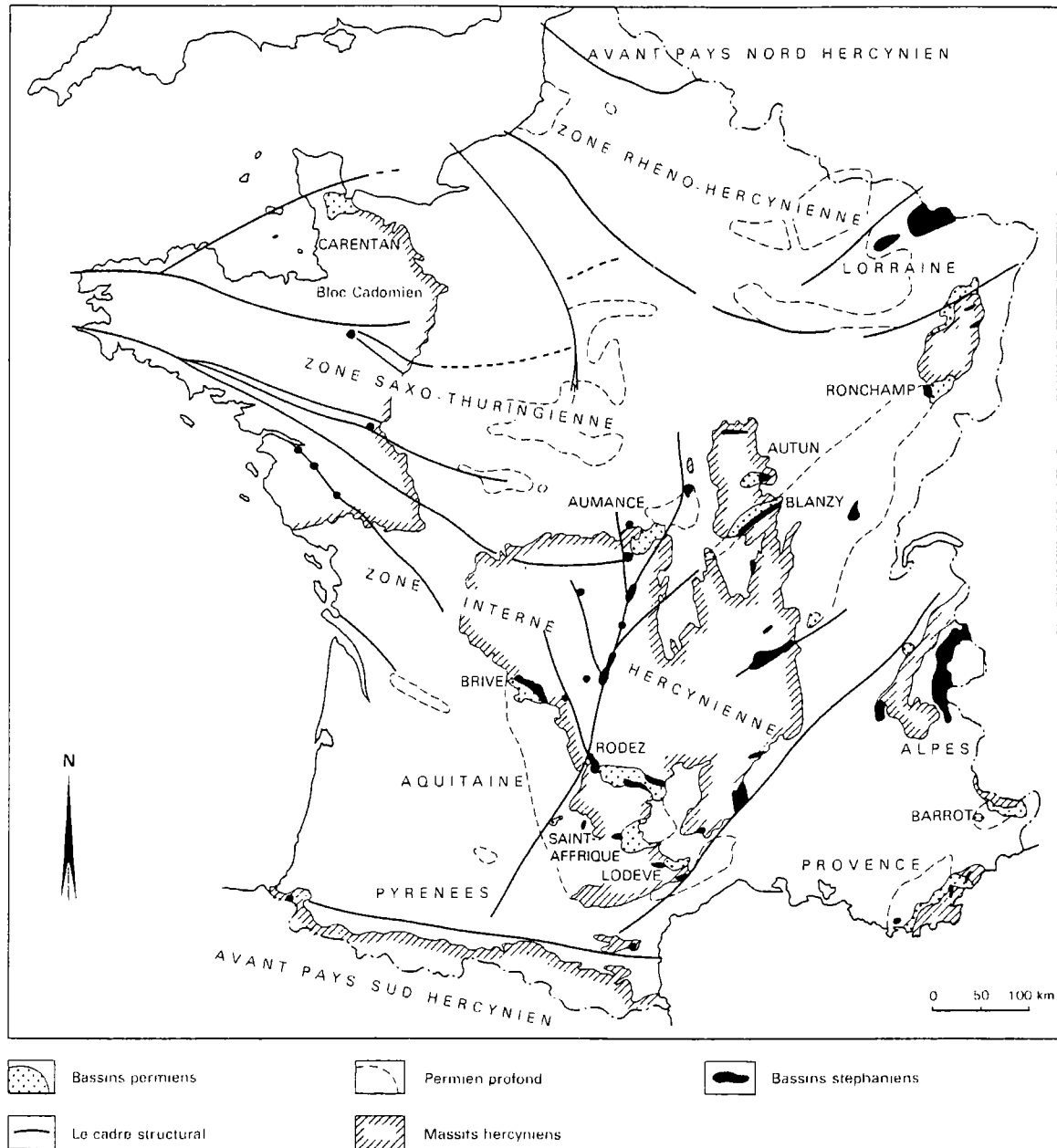


Figure 3-32. Carte schématique des bassins permien français (Châteauneuf et Farjanel, 1989).

Il est important de souligner que d'autres formations géologiques d'origine sédimentaire peuvent aussi être riches en U et sont donc potentiellement des sources d'émission importante de radon : il s'agit notamment des phosphorites, comme celles du Quercy par exemple, ou encore des schistes noirs riches en matière organique.

Nos résultats ont donc permis d'identifier les lithogéochimies à fort potentiel d'exhalation du radon, en montrant qu'une teneur en uranium élevée dans le sous-sol (teneur moyenne supérieure

à 8 ppm) semble être nécessaire pour induire des niveaux de radon élevés. Néanmoins, la résolution cartographique de discrimination des zones à fort potentiel d'exhalation par notre étude lithogéochimique est insuffisante pour interpréter certaines variations des niveaux de radon observées à plus grande échelle. En effet, une gamme très large, comprenant également des valeurs très basses, est observée sur les lithologies uranifères. Pour expliquer de telles variations sur une même lithogéochimie, plusieurs hypothèses peuvent être formulées :

- cette variabilité peut être induite par des variations de faciès et donc de chimie au sein d'un même massif géologique, qui échappent à la résolution spatiale des levés au 1/50 000 ;
- nos résultats n'ont pas mis en évidence de forte corrélation entre les anomalies de radon et les failles reportées sur les cartes géologiques au 1/50 000. Cependant, certaines augmentations locales des niveaux de radon pourraient être dues à la présence de fractures non représentées sur ces cartes, qui constituent des chemins préférentiels pour le transport du radon et des voies de circulation de fluides favorables à la formation de minéralisations riches en uranium (en particulier dans les leucogranites peralumineux) ;
- la présence d'altérites, notamment sur les massifs granitiques (arènes), peut également favoriser la migration du radon du fait de leur forte perméabilité. Cependant, le manque d'informations cartographiques disponibles sur ces formations superficielles rend difficile l'estimation de leur extension spatiale et de leur épaisseur. De plus, sous ces altérites, on observe souvent un horizon fortement fracturé, notamment dans les roches métamorphiques et plutoniques.

Cependant, pour répondre à ces interrogations, il est nécessaire d'envisager de nombreuses campagnes de terrain et analyses chimiques complémentaires, tâche qui sort des limites de cette thèse.

Toutefois, il est possible que cette variabilité soit à attribuer, non pas aux variations géologiques, mais à l'hétérogénéité des *propriétés de la couverture de sol*. Certains paramètres pédologiques, en particulier les caractéristiques physiques et chimiques des sols, peuvent jouer le rôle de facteurs modérateurs sur le processus d'exhalation du radon.

L'impact des caractéristiques pédologiques sur l'exhalation du radon a fait l'objet d'une étude approfondie qui est discutée dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 4

IMPACT DES PROPRIETES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DU SOL SUR L'EXHALATION DU RADON ET QUANTIFICATION DU FLUX SURFACIQUE

Ce chapitre s'attache à mettre en évidence l'influence de certaines propriétés physiques et chimiques des sols sur les variations spatiales (à l'échelle de quelques kilomètres carrés) du potentiel d'exhalation du radon en surface.

Nous présentons tout d'abord les résultats de la caractérisation morphologique des sols et de la cartographie des unités pédologiques ^(), ainsi que les résultats des mesures de leur activité en radium, de leur porosité totale et de leur humidité. Les corrélations directes éventuelles entre ces paramètres et l'exhalation du radon y sont examinées.*

Ensuite, nous exposons et discutons des résultats d'estimation du flux de radon à la surface du sol à partir de l'outil TRACHGEO, qui prend en compte d'une part, les caractéristiques géologiques locales et d'autre part, les propriétés de la couverture de sol. La validité de la prévision apportée par cet outil y est également discutée.

^(*) De nombreuses données n'étant pas disponibles à l'échelle de précision souhaitée (1/50 000), des levés supplémentaires ont dû être effectués sur le terrain. Ceux-ci ont été pris en charge, en collaboration avec l'IPSN, par l'Unité Sol et Agronomie de Rennes-Quimper (USARQ) de l'INRA-ENSA, sous la direction scientifique de P. Curmi (Douma et al., 1999 ; Lamandé, 1999), pour la zone de Bretagne, et par le bureau d'études Sol-Conseil (Strasbourg), sous la direction scientifique de J.-P. Party, pour le transect du Languedoc.

Table des matières

CHAPITRE 4 : IMPACT DES PROPRIETES PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES SOLS SUR L'EXHALATION DU RADON ET QUANTIFICATION DU FLUX SURFACIQUE.....	157
I. Traitement cartographique et statistique des résultats de classification et de caractérisation physico-chimique des sols : corrélations avec les niveaux de radon mesurés.....	159
1.1. Résultats de la caractérisation des sols et de la cartographie des unités pédologiques sur les sites de mesures des niveaux de radon.....	159
1.2. La typologie génétique des sols : un critère d'identification des sols à fort potentiel d'exhalation du radon ?	160
1.3. Exploitation des caractéristiques physiques et morphologiques des sols sur l'ensemble des sites de mesures des niveaux radon.	161
1.3.1 Relation entre la texture, la porosité du sol et le type d'horizon.....	162
1.3.1.1. Relation entre texture et type d'horizon.	162
1.3.1.2. Relation entre texture et porosité – horizon et porosité.	164
1.3.2. Rôle des propriétés physiques du sol sur le taux d'exhalation du Rn.	165
1.4. Variation du potentiel source du radon dans le sol : activité en radium des sols.	165
1.4.1. Variations des activités en radium 226 et en uranium 238 des sols.....	165
1.4.2. Mise en évidence du contrôle de la chimie de la roche mère sur l'activité en radium 226 et en uranium 238 du sol.....	166
1.4.3. Incidence de l'activité en radium du sol sur l'exhalation du radon.....	172
II. Quantification du flux de radon à la surface du sol, à partir des caractéristiques chimiques et physiques de la roche et du sol.....	174
II.1. Etude de l'impact des propriétés du sol sur l'exhalation du radon : tests de <i>TRACHGEO</i> sur l'ensemble des sites situés sur un sous-sol uranifère considéré homogène.	174
II.2. Résultats de quantification de l'exhalation du radon sur l'ensemble des sites étudiés sur les deux zones - Discussion sur la validité de la prévision du flux de radon par <i>TRACHGEO</i>	181
II.3. Discussion sur les points de divergence quant à l'estimation du flux de radon par <i>TRACHGEO</i>	191
II.4. Conclusions du chapitre.	197

I. Traitement cartographique et statistique des résultats de classification et de caractérisation physico-chimique des sols : corrélations avec les niveaux de radon mesurés.

I.1. Résultats de la caractérisation des sols et de la cartographie des unités pédologiques (au 1/50 000) sur les sites de mesures des niveaux de radon.

Rappelons que la première partie de l'étude pédologique a consisté, d'une part, à caractériser la couverture de sol (sondages pédologiques) en chacun des sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon et, d'autre part, à réaliser une cartographie au 1/50 000 des unités pédologiques le long des itinéraires définis.

Sur la *zone de Bretagne*, les levés cartographiques (sondages et cartographie au 1/50 000) ont été effectués sur la totalité des sites sélectionnés le long des deux itinéraires. Les unités cartographiques distinguent les sols, au sein d'une même référence pédologique, en reprenant les « regroupements » élaborés au cours de la campagne de caractérisation des sites de mesures ponctuelles du radon sur ces mêmes itinéraires.

Les sols rencontrés ont été regroupés en 4 types principaux, qui sont les suivants :

- ✓ **RANKOSOL** : il s'agit d'un sol mince (< 20 cm de profondeur) constitué d'un horizon organo-minéral A, riche en matières organiques, reposant directement sur la roche saine R ;
- ✓ **BRUNISOL** : on distingue normalement les BRUNISOLS des ALOCRISOLS, en fonction de la structure ou de la chimie de l'horizon pédologique, or ces caractères sont impossibles à déterminer à partir de sondages à la tarière. Par conséquent, dans ce travail, les deux types de sols ont été rattachés à la référence BRUNISOL. Plusieurs sous-types peuvent être distingués :
 - **BRUNISOL typique** : ce solum est constitué de l'horizon labouré L, d'un horizon structural S et d'un horizon d'altération C ;
 - **BRUNISOL humifère** : ce solum se distingue du brunisol typique par son horizon structural humifère Sh, de teinte brun foncé et riche en matière organique (solum L / Sh / S / C) ;
 - **BRUNISOL rédoxique** : ce solum est marqué par un engorgement temporaire en eau. Il est constitué par la succession d'un horizon labouré rédoxique Lg, d'un horizon structural rédoxique Sg et d'un horizon d'altération rédoxique Cg ;

- ✓ **LUVISOL** : en l'absence de données granulométriques, tous les solums présentant des caractères de lessivage d'argile plus ou moins exprimés, sont rattachés à la référence LUVISOL ; on distingue :
 - le **LUVISOL typique** constitué d'un horizon labouré L, d'un horizon fluvial E, d'un horizon illuvial BT et d'un horizon d'altération C ;
 - le **LUVISOL rédoxique** qui est marqué par un engorgement temporaire en eau dont le profil est constitué de la succession Lg / Eg / BTg / Cg ;
 - le **LUVISOL-REDOXISOL** dégradé, marqué par un engorgement en eau prolongé qui provoque un appauvrissement en argile et en fer, accentué de l'horizon éluvial albique Ea et des taches de dégradation blanches dans l'horizon illuvial rédoxique et dégradé BTgd ; il est constitué de la succession Lg / Ea / BTgd / Cg ;
- ✓ **REDOXISOL sur alluvions et colluvions** : ce solum se développe dans des matériaux récents, caractérisés par un engorgement en eau temporaire ; il est constitué de la succession des horizons Lg / S_{jg} / Cg.

Les informations recueillies sur les différents sondages ont été synthétisées dans des tableaux descriptifs (Douma et al., 1999), dont un exemple est donné dans l'annexe 4-1. La carte pédologique au 1/50 000 obtenue est reportée dans l'annexe 4-2.

Sur le *transect du Languedoc*, ce travail a été ciblé le long des portions d'itinéraires, où de fortes variations des niveaux de radon ont été observées, soit au total, 7 secteurs d'étude, couvrant 34 sites de mesures des niveaux de radon. Ceux-ci sont reportés sur la carte de l'annexe 4-3, ainsi qu'un exemple de fiche de description des profils de sols et des différentes unités pédologiques distinguées (cartographie au 1/50 000). La diversité des types de sols est plus importante que sur le transect breton.

I.2. La typologie génétique des sols : un critère d'identification des sols à fort potentiel d'exhalation du radon ?

L'influence possible du type de sol sur l'exhalation du Rn en surface, ainsi que sur la concentration en Rn dans le sol, a été examinée sur les sites caractérisés par un sous-sol considéré physiquement (porosité, perméabilité) et chimiquement (teneur en uranium) homogène et pouvant induire des niveaux de Rn fortement variables, c'est-à-dire sur les *granites-leucogranites peralumineux et sur les métagranitoïdes uranifères du transect de Bretagne*.

Les résultats obtenus (55 mesures) montrent que le plus grand nombre de valeurs élevées du taux d'exhalation du radon ($\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) et de la concentration en radon dans le sol ($\geq 100 \text{ kBq.m}^{-3}$) sont observés sur les brunisols minces sur arènes et les rankosols. Ensuite, ces forts niveaux se situent sur les brunisols moyennement profonds à profonds. Cependant, *cette distribution reflète la répartition globale des différents types de sols* sur la zone de Bretagne. La fréquence élevée des forts niveaux de radon, ou leur variabilité importante sur les brunisols, peut en effet s'expliquer par le fait que ce type de sol couvre majoritairement le transect et donc que le nombre de mesures effectuées sur ces sols est également majoritaire. La typologie génétique des sols (référentiel pédologique INRA, Baize et Girard, 1995), telle qu'elle est classiquement utilisée dans la cartographie pédologique, n'est donc pas un critère directement utilisable et suffisant, pour distinguer les sols quant à leur potentiel d'exhalation du radon. Cette remarque avait déjà été soulignée par Demongeot (1997).

L'étude a donc prioritairement portée sur la caractérisation et la quantification précise de certaines propriétés physiques, morphologiques et chimiques des sols, qui peuvent influencer directement sur le potentiel d'exhalation du radon en surface.

1.3. Exploitation des caractéristiques physiques et morphologiques des sols sur l'ensemble des sites de mesures des niveaux radon.

Nous avons effectué un traitement statistique sur l'ensemble des données recueillies sur les deux transects, concernant les propriétés morphologiques et physiques des sols observés. L'intérêt de ce traitement est de pouvoir relier un type d'horizon à une texture, puis une texture à une porosité moyenne que l'on cherchera à estimer en fonction d'informations qualitatives (texture du sol, type de sols permettant de remonter au type d'horizon à une profondeur donnée), dans le cas où des mesures directes de la porosité ne seraient pas disponibles pour l'application de la méthodologie développée à d'autres zones. L'ensemble des informations pédologiques ainsi recueillies sur les deux transects étudiés dans cette thèse et sur les deux autres zones étudiées dans le cadre du Programme Environnement et Santé 1997 (Puy-de-Dôme et Pyrénées), pourraient, à terme, servir de base de données des paramètres physiques et morphologiques pour les différents types de sols rencontrés.

Dans la présente étude, les mesures directes de la porosité réalisées sur des échantillons de sols, ainsi que les estimations indirectes de ce paramètre, ont été utilisées pour tester le code de calcul *TRACHGEO*, comme nous le verrons dans la deuxième partie de ce chapitre.

I.3.1 Relation entre la texture, la porosité du sol et le type d'horizon.

I.3.1.1. Relation entre texture et type d'horizon.

La texture du sol a été évaluée pour les horizons de l'ensemble des sites étudiés en Bretagne et dans le Languedoc. La répartition des classes texturales (à partir de l'appréhension tactile, sur le terrain, de la texture) en fonction du type d'horizon est reportée dans le tableau 4-1.

Les horizons de surface notés A et les horizons de labour notés L, présentent en général une texture limono-sableuse à sablo-limoneuse. Les horizons structuraux (S) ont une texture majoritairement limono-sableuse, voire limono-sablo-argileuse pour les horizons de type S et Sg. Lorsqu'ils sont humifères-rédoxiques (Shg), leur texture peut être plus argileuse (LAS ou Sal) et lorsqu'ils sont jeunes (Sj) leur texture est plus sableuse (Sl). Les horizons éluviaux (E) présentent, quant à eux, une texture limono-sableuse (LS) dans la majorité des cas, les horizons illuviaux (BT), une texture limono-sablo-argileuse (LSa) et les horizons réductiques (G), une texture sablo-argilo-limoneuse (Sal). Les horizons C d'altération du substrat géologique, sont essentiellement sableux, à sablo-limoneux (Sl). Enfin, les horizons organiques OH ou OF sont limoneux à limono-sableux (LS) ou sablo-limoneux (Sl) et les horizons organiques H sont tourbeux.

Tableau 4-1. Tableau de contingence des classes texturales en fonction du type d'horizon (la texture dominante est soulignée en gras). Texture : A pour argile, L pour limon et S pour sable (triangle de texture du GEPPA, 1981 ; annexe 2-4). CAIL : présence de fragments de roches. T : tourbeux.

Horizon	Texture	ALs	La	L	LAS	LSa	LS	Sa	Sai	SI	S	T	CAIL
A							0.75			0.25			
A/B					1								
A/C										1			
A/R										1			
Ag						0.24	0.76						
Ah				0.10			0.80			0.10			
Ap					1								
B		0.10		0.10	0.30	0.30	0.10	0.10					
BT						0.67			0.33				
BT/C						0.11			0.78	0.11			
BTg			0.07		0.07	0.86							
BTg/C									1				
BTg/Cg									1				
BTgd						0.67			0.33				
B/C			0.15			0.70	0.15						
C					0.005	0.02	0.05		0.11	0.2	0.41		0.02
Cg						0.05	0.08		0.35	0.48	0.03		
E						0.47	0.33		0.07	0.13			
E/BT									1				
Ea							0.6			0.4			
Eg						0.27	0.73						
Eh							1						
Ehg							1						
G									1				
H												1	
Hg												1	
L			0.007	0.01	0.02	0.08	0.81		0.008	0.06			
Lg					0.04	0.08	0.84			0.04			
L/R									0.17	0.5	0.33		
L/C							0.17			0.75			
Lg/C							1						
OH				0.4			0.4			0.2			
OH/OF				0.5						0.5			
S					0.006	0.27	0.26		0.026	0.03	0.006		
Sg						0.4	0.38		0.08	0.13			
Sh						0.19	0.67		0.02	0.11			
Shg1					1								
Shg2									1				
Sj							0.38			0.46	0.15		
Sjg		0.04			0.02	0.19	0.15		0.2	0.36	0.02		
Sjgh							1						
Sjh							1						

I.3.1.2. Relation entre texture et porosité – horizon et porosité.

Le croisement des données relatives à la porosité volumique totale de chaque échantillon de sol prélevé à une profondeur z , du type d'horizon observé à cette profondeur et de la classe texturale caractérisant cet horizon, ont permis de calculer pour chaque horizon et chaque texture, une porosité volumique totale moyenne. Ces valeurs sont reportées dans les tableaux 4-2 et 4-3.

Tableau 4-2. Type d'horizon relié à sa porosité volumique moyenne.

Horizon	Porosité volumique totale moyenne	Nombre de mesures
A/B	0.40	1
Ag	0.50	1
Ap	0.41	7
B	0.40	10
B/C	0.40	6
BTg	0.42	1
E	0.40	4
Eg	0.44	1
L	0.48	4
L/C	0.58	2
L/R	0.53	2
S	0.48	32
S/C	0.47	11
Sg	0.45	4
Sh	0.50	7
Sj	0.53	1
Sjg	0.48	4

Tableau 4-3. Texture du sol reliée à sa porosité volumique moyenne.

Texture	Porosité volumique totale : moyenne géométrique	Nombre de mesures
ALs	0.4	1
LAS	0.41	9
L	0.41	2
LS	0.50	44
LSa	0.4	26
Sa	0.35	1
Sal	0.45	4
Sl	0.51	8
Sl/T	0.65	1

I.3.2. Rôle des propriétés physiques du sol sur le taux d'exhalation du Rn.

L'influence directe des propriétés physiques du sol sur la concentration en Rn et le taux d'exhalation du radon en surface, a été testée à l'aide de diagrammes croisés. Aucune corrélation nette n'a pu être établie entre le flux de Rn et la porosité volumique totale, ou la porosité libre à l'air du sol au moment de la mesure du flux.

De plus, le coefficient de diffusion du Rn (D) dans l'espace poral du sol a été calculé à partir de l'équation proposée par Rogers et Nielson (1991), déjà mentionnée dans le chapitre 2.V.2. Nous n'avons pu constater de corrélation simple positive entre le flux de Rn mesuré et le D.

En fait, cette absence de relation directe entre la porosité du sol ou le coefficient de diffusion du radon dans le sol et le flux de radon en surface, est vraisemblablement due à l'interaction d'un autre paramètre qui est la teneur en radium du sol.

I.4. Variation du potentiel source du radon dans le sol : activité en radium des sols.

I.4.1. Variations des activités en radium 226 et en uranium 238 des sols.

Les résultats des mesures, effectuées par spectrométrie gamma, de l'activité en radium 226 et en uranium 238 des sols sont reportés dans les tableaux de l'annexe 4-4. Il s'agit de teneurs dites « équivalentes » car obtenues à partir de l'activité des descendants.

Nous constatons que l'activité en ^{226}Ra des sols est comprise entre 19 et 182 Bq.kg^{-1} et que leur activité en ^{238}U varie entre 14 et 204 Bq.kg^{-1} . L'incertitude de mesure est d'environ 30 % sur l'activité en uranium 238 et de 10 % sur l'activité en radium 226. Ces teneurs correspondent à la gamme de valeurs généralement observée dans les sols naturels (UNSCEAR, 1993). D'après la corrélation observée sur la figure 4-1, nous pouvons considérer que l'uranium 238 et le radium 226 sont à l'équilibre séculaire dans les sols. Quelques échantillons montrent néanmoins un appauvrissement en uranium par rapport au radium, probablement dû à un lessivage de cet élément.

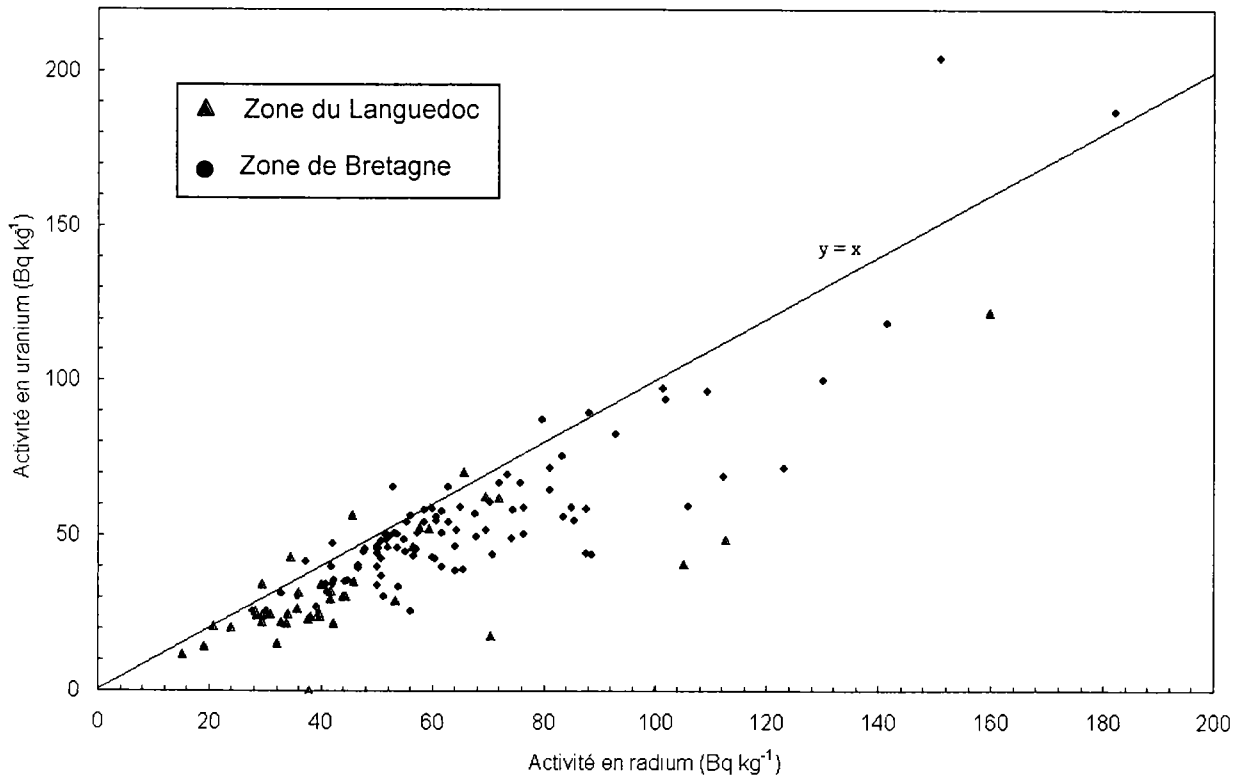


Figure 4-1-. Activité en uranium (^{238}U) des sols en fonction de leur activité en radium (^{226}Ra).

1.4.2. Mise en évidence du contrôle de la chimie de la roche mère sur l'activité en radium 226 et en uranium 238 du sol.

Les sols se forment à partir de la roche sous-jacente. Leur chimie est donc en général liée à celle de la roche mère. Sur les figures 4-2, 4-3, 4-4 et 4-5, les teneurs en Ra (activité en ^{226}Ra) et en U (activité en ^{238}U) des sols ont été reportées en chaque point de prélèvement et sont superposées à la lithogéochimie (teneur en U total des roches).

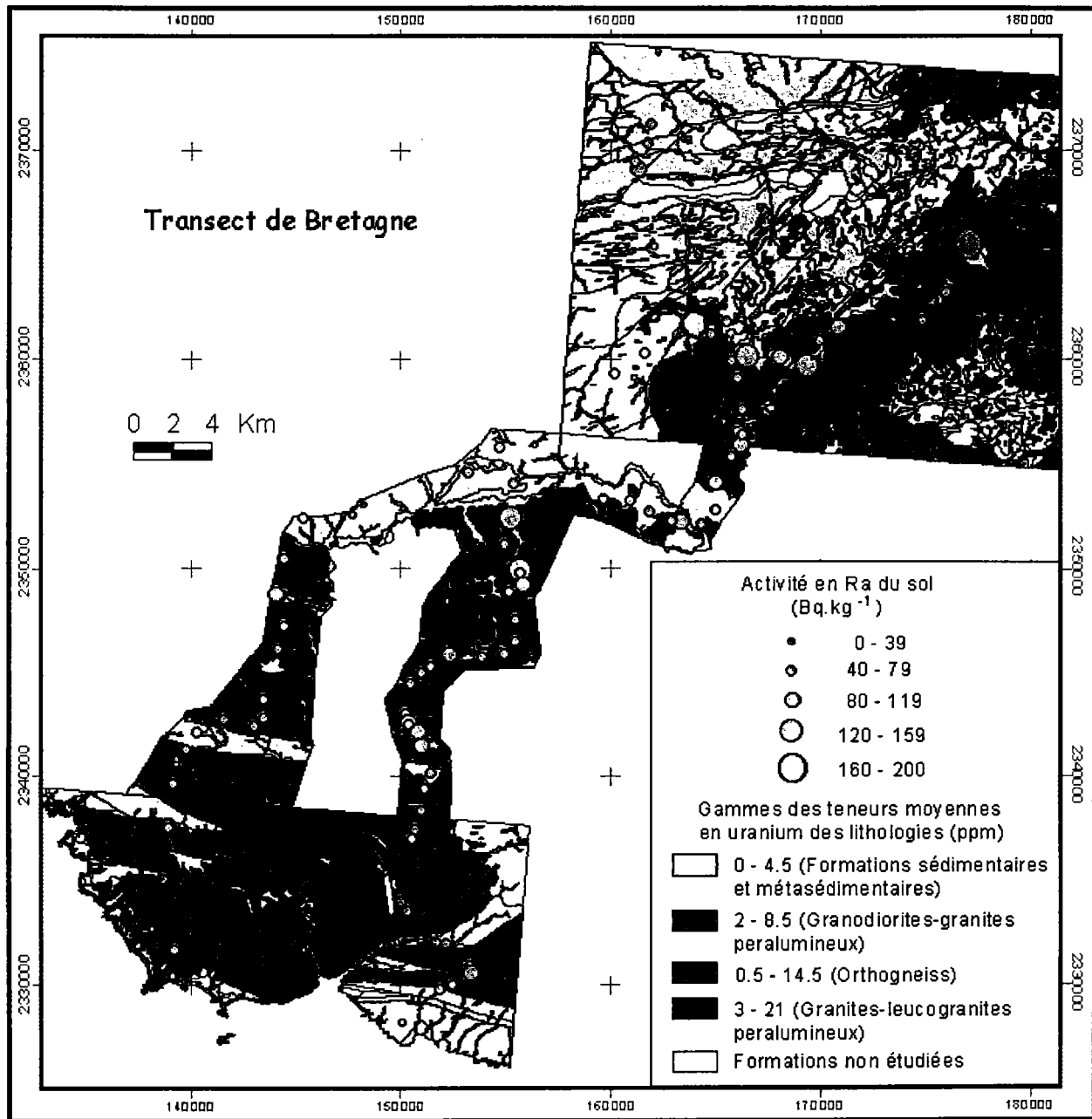


Figure 4-2. Superposition de la teneur en radium (activité en ²²⁶Ra) des sols et de la lithogéochimie sur le transect breton.

Les résultats obtenus sur les deux transects conduisent aux observations suivantes. Tout d'abord, les sols formés à partir de lithologies dont la teneur moyenne en uranium est inférieure à 5 ppm environ (formations superficielles Quaternaires, sédimentaires III, carbonatées, métasédiments et basaltes alcalins) présentent des activités en ²²⁶Ra faibles, généralement inférieures à 90 Bq.kg⁻¹, avec une moyenne géométrique (par lithologie) généralement comprise entre 35 et 50 Bq.kg⁻¹. Leurs activités en ²³⁸U varient, quant à elles, entre 12 et 67 Bq.kg⁻¹ (moyenne géométrique comprise entre 27 et 40 Bq.kg⁻¹). Néanmoins, pour les sols issus de carbonates, des activités en ²²⁶Ra plus élevées ont été mesurées (105 et 113 Bq.kg⁻¹), l'activité moyenne étant de 76 Bq.kg⁻¹. En outre, le

sol présentant une activité plus élevée en radium 226 et en uranium 238 (respectivement 142 et 118 Bq.kg⁻¹) s'est formé sur des formations superficielles correspondant à des arénites, dérivant du leucogranite de Langonnet relativement uranifère.

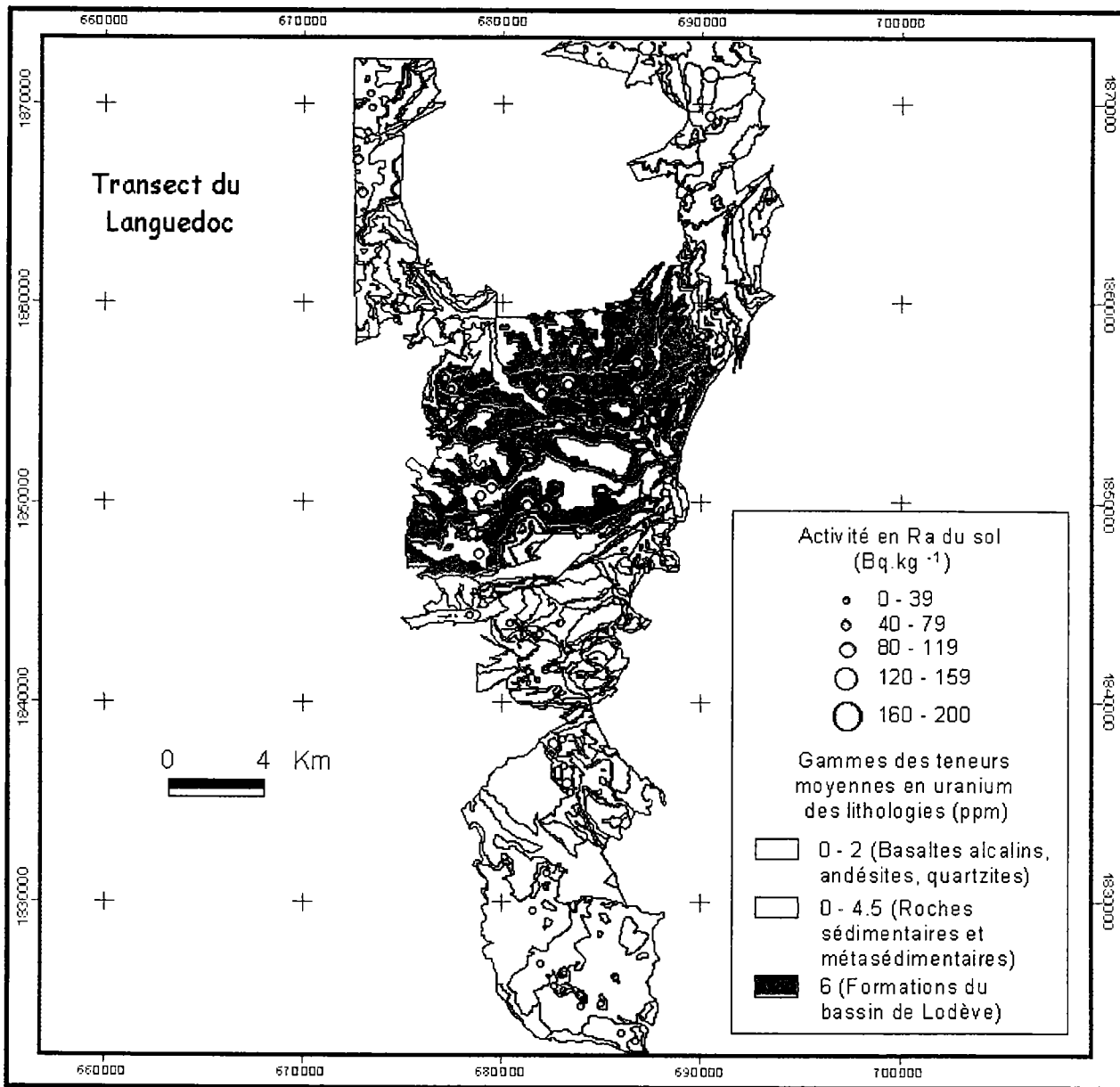


Figure 4-3. Superposition de la teneur en Ra (activité en ²²⁶Ra) des sols et de la lithogéochimie (teneur en U total) sur le transect du Languedoc.

Sur les granodiorites-granites peralumineux, dont la teneur moyenne en uranium est inférieure ou égale à 8,5 ppm, les sols présentent également des activités en radium 226 et en uranium 238 faibles, inférieures à 55 Bq.kg⁻¹, avec une moyenne géométrique respectivement égale à 48 et 40 Bq.kg⁻¹.

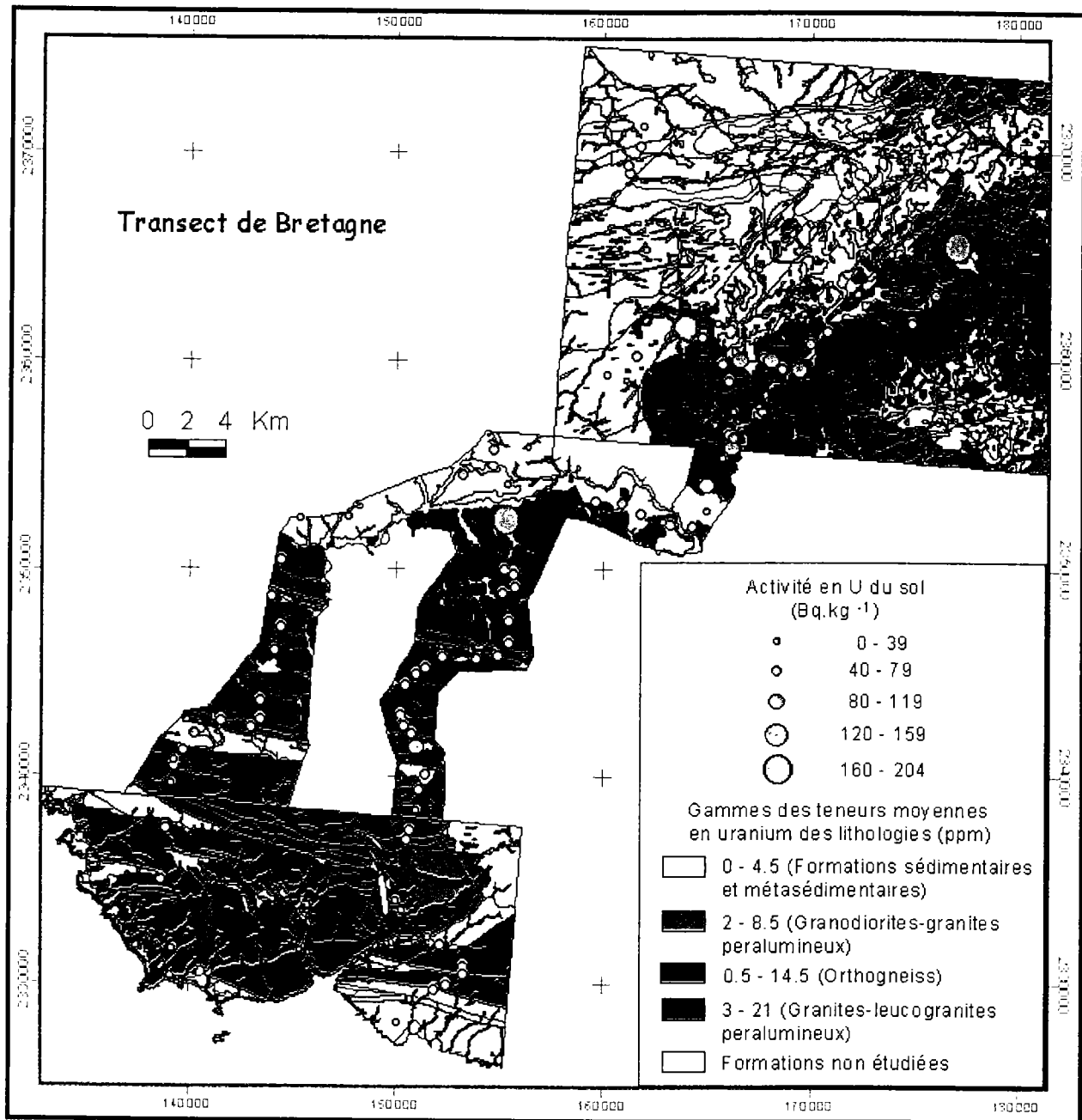


Figure 4-4. Superposition de la teneur en U (activité en ²³⁸U) des sols et de la lithogéochimie sur le transect breton.

Les sols issus des formations du bassin de Lodève (transect du Languedoc), montrent des teneurs en ²²⁶Ra et en ²³⁸U en général inférieures ou égales à 70 Bq.kg⁻¹. On observe cependant, en un seul site localisé sur les grès et pélites rouges, une activité en radium 226 de 159 Bq.kg⁻¹ et en uranium 238 de 122 Bq.kg⁻¹.

Sur les orthogneiss, dont la teneur en U peut être élevée, en particulier sur les massifs de Nizon et de Moëlan, on constate que les activités ²²⁶Ra et en ²³⁸U des sols sont néanmoins faibles, globalement inférieures à 85 Bq.kg⁻¹.

Enfin, les sols caractérisés par les plus fortes activités en ^{226}Ra et en ^{238}U se sont formés à partir de granites-leucogranites peralumineux riches en uranium : leur teneur en radium 226 est, en effet, comprise entre 45 et 182 Bq.kg^{-1} , avec une moyenne géométrique de 74 Bq.kg^{-1} et leur teneur en uranium 238 varie entre 35 et 204 Bq.kg^{-1} , avec une moyenne géométrique de 60 Bq.kg^{-1} .

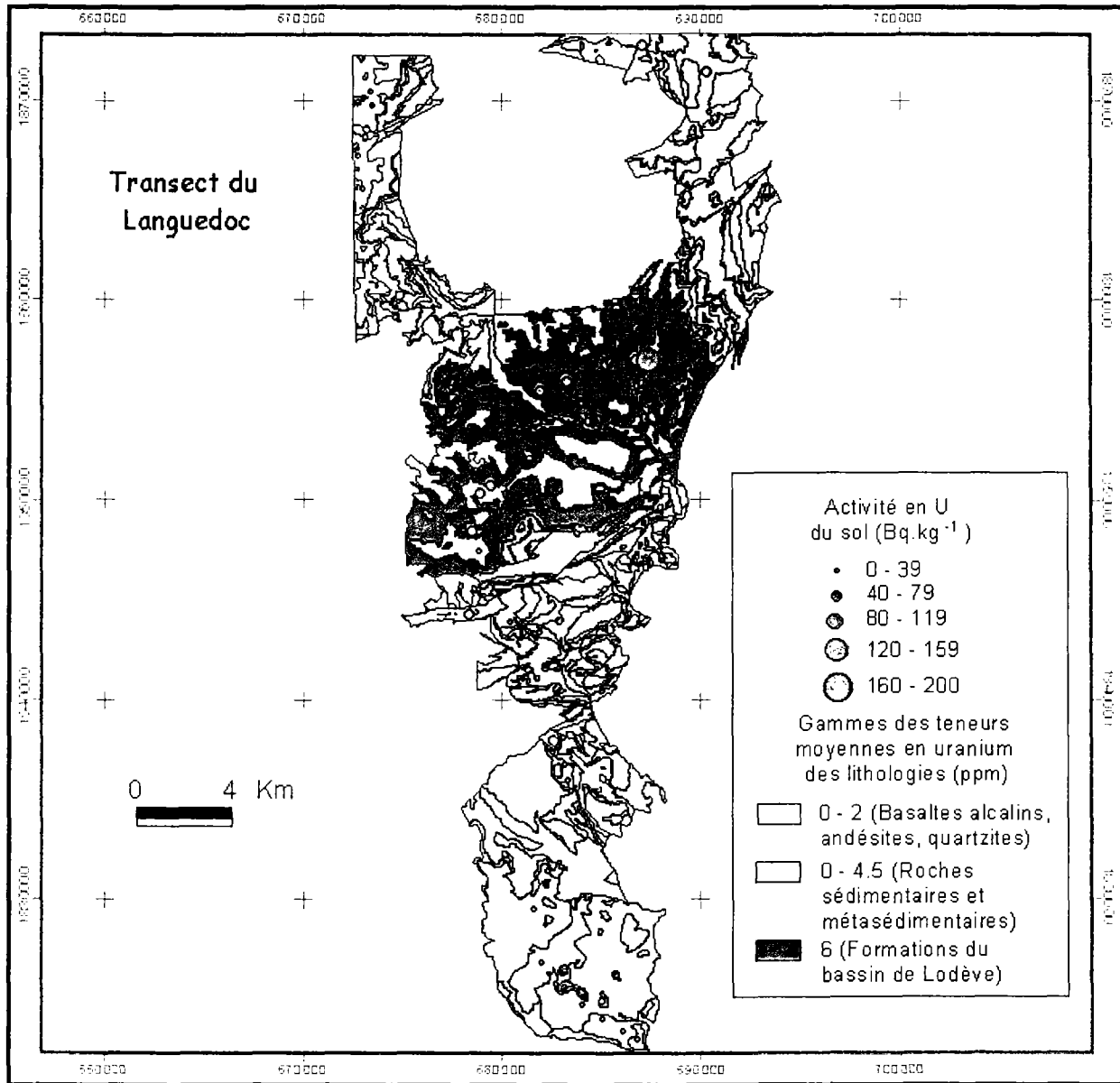


Figure 4-5. Superposition de la teneur en U (activité en ^{238}U) des sols et de la lithogéochimie sur le transect du Languedoc.

Les tableaux 4-4 et 4-5 résument les gammes des activités en ^{226}Ra et en ^{238}U des sols mesurées sur les deux transects, réparties en fonction de la lithogéochimie.

Tableau 4-4. Caractéristiques radiochimiques des sols (activité en ^{226}Ra) comparées à la géochimie (teneur en U¹) du sous-sol.

Lithogéochimie		Chimie du sol : activité en ^{226}Ra			
Lithologie	Teneurs en U moyennes par formation (ppm)	Moyenne géométrique (Bq.kg ⁻¹)	Ecart-type (Bq.kg ⁻¹)	Gamme des Activités (Bq.kg ⁻¹)	Nombre d'analyses
Formations superficielles Quaternaires	≤ 4.5	49	30	15 - 74 + 1 mesure à 142	15
Sédiments Tertiaires	≤ 4.5	35	12	24 - 68	12
Métasédiments	≤ 4.5	44	16	19 - 88	21
Roches carbonatées	≤ 4.5	76	30	40 - 113	4
Basaltes alcalins	≤ 2	33	9.5	20 - 46	4
Grès et argilites grises	6	72	-	72	1
Grès et pélites rouges	6	56	47	33 - 66 + 1 mesure à 159	6
Pélites et argilites rouges, grès	6	42	10	33 - 59	4
Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5	48	5	42 - 54	6
Orthogneiss	0.5 - 14.5	55	14	38 - 83	14
Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21	73.7	31	45 - 182	41

Tableau 4-5. Caractéristiques radiochimiques des sols (activité en ^{238}U) comparées à la géochimie (teneur en U¹) du sous-sol.

Lithogéochimie		Chimie du sol : activité en ^{238}U			
Lithologie	Teneurs en U moyennes par formation (ppm)	Moyenne géométrique (Bq.kg ⁻¹)	Ecart-type (Bq.kg ⁻¹)	Gamme des activités (Bq.kg ⁻¹)	Nombre d'analyses
Formations superficielles Quaternaires	≤ 4.5	40	26	11 - 67 + 1 mesure à 118	15
Sédiments Tertiaires	≤ 4.5	27	7	20 - 49	12
Métasédiments	≤ 4.5	34	10	14 - 54	21
Roches carbonatées	≤ 4.5	30	12	17 - 49	4
Basaltes alcalins	≤ 2	25	9	15 - 35	4
Grès et argilites grises	6	62	-	62	1
Grès et pélites rouges	6	47	34	24 - 71 + 1 mesure à 123	6
Pélites et argilites rouges, grès	6	33	20	22 - 52	3
Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8.5	40	6.7	34 - 50	6
Orthogneiss	0.5 - 14.5	46	12.33	26 - 75	15
Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21	60.14	34.22	35 - 204	40

¹ Dosage en uranium total.

On note donc que les sols les plus riches en radium 226 et/ou en uranium 238 dérivent de lithologies uranifères.

I.4.3. Incidence de l'activité en radium du sol sur l'exhalation du radon.

La teneur en radium 226 du sol est le paramètre primordial contrôlant la quantité de radon² libérée dans l'espace poral du sol, son émanation, et donc la concentration en radon dans le sol (avant transport du gaz).

Cette influence apparaît relativement bien marquée sur la figure 4-6.a : les plus fortes concentrations en Rn, notamment celles dépassant 100 kBq.m⁻³, sont observées dans des sols présentant une activité en ²²⁶Ra d'au moins 60 Bq.kg⁻¹ environ. L'influence de l'activité en ²²⁶Ra du sol sur l'exhalation en Rn est également bien visible sur la figure 4-6.b.

Il est intéressant de noter que pour une teneur en ²²⁶Ra inférieure à 40 Bq.kg⁻¹, aucune concentration en Rn n'est supérieure ou égale à 100 kBq.m⁻³ dans le sol et seulement 8 % des flux dépassent 100 mBq.m⁻².s⁻¹ (tableau 4-6). Pour une teneur en radium comprise entre 40 et 79 Bq.kg⁻¹, environ 11 % des flux de Rn et 11 % des concentrations en Rn dépassent ou sont égaux à ces valeurs. Pour une teneur en radium variant entre 80 et 119 Bq.kg⁻¹, les pourcentages sont respectivement de 25 et 19 % et enfin pour une teneur en radium de plus de 120 Bq.kg⁻¹, un tiers des flux de Rn sont supérieurs à 100 mBq.m⁻².s⁻¹ et plus de 80 % des concentrations en radon mesurées dans le sol sont supérieures ou égales à 100 kBq.m⁻³ (tableau 4-6).

Tableau 4-6. Répartition des niveaux élevés de Rn dans le sol et à sa surface en fonction de la teneur en radium du sol. Synthèse effectuée sur les deux transects.

Activité en ²²⁶ Ra du sol (Bq.kg ⁻¹)	Proportion des flux ≥ 100 mBq.m ⁻² .s ⁻¹	Proportion des concentrations en Rn dans le sol ≥ 100 kBq.m ⁻³	Nombre de mesures réalisées
0 - 39	0.08	0	26
40 - 79	0.11	0.11	81
80 - 119	0.25	0.19	16
≥ 120	0.33	0.83	6

² RAPPEL : ²²²Rn.

Ainsi, une faible activité en radium dans le sol entraîne à sa surface un flux de radon peu élevé. En revanche, de fortes teneurs en radium n'impliquent pas systématiquement de fortes valeurs de flux à la surface.

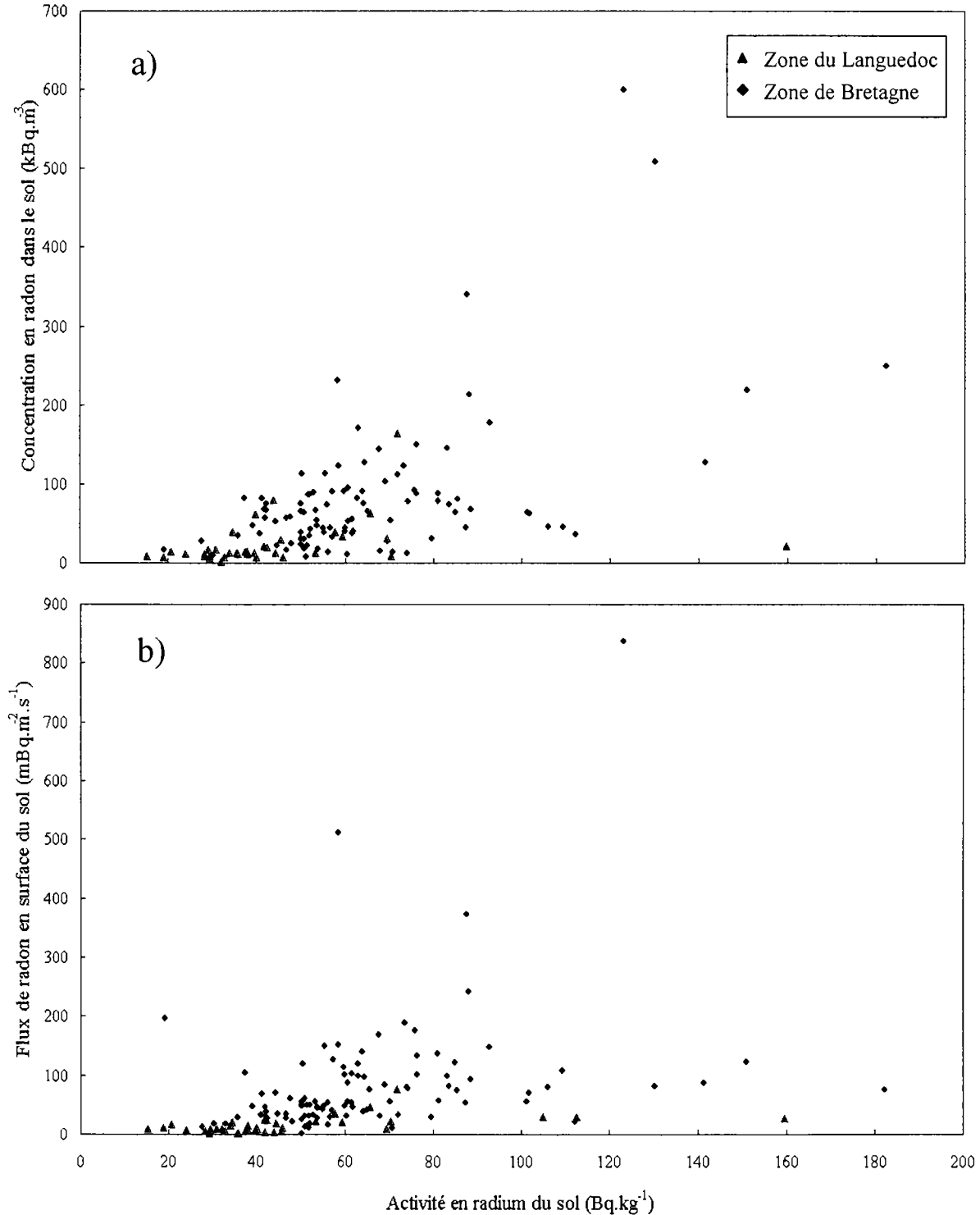


Figure 4-6. Corrélation entre l'activité en radium 226 du sol et les niveaux de radon mesurés dans le sol (a) et en surface (b).

II. Quantification du flux de radon à la surface du sol, à partir des caractéristiques chimiques et physiques de la roche et du sol.

L'outil *TRACHGEO*, de quantification du flux de radon en surface³, à partir des caractéristiques géologiques et pédologiques locales, est tout d'abord testé sur le transect breton, c'est-à-dire là où les flux de radon montrent la plus grande variabilité, avant d'être appliqué à la totalité des sites étudiés sur les deux zones.

Nous avons réalisé les premiers tests sur les sites localisés sur un sous-sol uranifère considéré homogène, afin d'étudier l'influence de l'hétérogénéité des sols sur l'exhalation du radon.

Ensuite, *TRACHGEO* a été testé sur la totalité des sites étudiés, afin de discuter de la validité des valeurs de flux calculées par cet outil.

II.1. Etude de l'impact des propriétés du sol sur l'exhalation du radon : tests de *TRACHGEO* sur l'ensemble des sites situés sur un sous-sol uranifère considéré homogène.

Afin d'étudier l'impact des propriétés physiques et chimiques du sol sur l'exhalation du radon, *TRACHGEO* a été testé sur un sous-sol considéré homogène et sur lequel ont été observées de fortes variations spatiales des niveaux de flux de radon à la surface du sol. Deux tests ont été effectués sur l'ensemble des sites localisés sur les lithologies uranifères, c'est-à-dire sur les **granites-leucogranites peralumineux et les métagranitoïdes uranifères (orthogneiss de Nizon et de Moëlan) observés sur le transect breton**. Il s'agit de savoir si, grâce à cet outil quantitatif, il est possible d'affiner la précision de localisation des zones à fort potentiel d'exhalation du radon, sur une même lithogéochimie.

- Un **premier test** a été réalisé en utilisant l'ensemble des données expérimentales caractérisant le sol, en chacun des sites, obtenues grâce aux prélèvements d'échantillons. Le profil de sol est considéré homogène sur toute son épaisseur, présentant les caractéristiques de l'horizon situé à la profondeur z d'échantillonnage, cette dernière étant en très grande majorité égale à 50 cm.

³ Cet outil permet également de calculer les concentrations en radon dans le sol à une profondeur donnée.

Les paramètres d'entrée concernant les propriétés du *sol* sont les suivants :

- porosité totale volumique du sol calculée à partir de la valeur expérimentale de la densité apparente et d'une densité de solide moyenne estimée à 2650 kg.m^{-3} ,
- densité apparente expérimentale,
- activité en radium 226 du sol mesurée ,
- humidité volumique totale du sol mesurée à l'instant t de la mesure du flux de radon,
- épaisseur totale du sol estimée d'après la description des profils pédologiques : elle a été moyennée à $1,5 \text{ m}^4$.

La *roche* sous-jacente est également considérée homogène et avec les propriétés suivantes :

- densité apparente de 2700 kg.m^{-3} (valeur moyenne pour la croûte continentale),
- porosité totale volumique (p_r) estimée à 0,1 pour des granitoïdes et métagranitoïdes,
- teneur moyenne en uranium de 10 ppm pour les granitoïdes et métagranitoïdes uranifères (granites-leucogranites peralumineux et orthogneiss de Nizon et de Moëlan), déduite de l'analyse lithogéochimique,
- roche sèche : nappe profonde.

La saturation en eau des sols varie entre 10 et 98 %, la porosité entre 31 et 66 %, leur teneur en radium entre 38 et 182 Bq.kg^{-1} et leur densité apparente entre 908 et 1749 kg.m^{-3} (exceptés 2 échantillons qui présentent une densité apparente élevée d'environ 1800 kg.m^{-3} due à une forte charge en cailloux et en galets de quartz).

Les flux de radon calculés avec *TRACHGEO* sont représentés cartographiquement sur la figure 4-8 et peuvent alors être comparés aux flux expérimentaux représentés sur la figure 4-7. Les valeurs expérimentales mettent en évidence plusieurs zones d'une superficie de 5 à 15 km^2 , présentant des flux de radon relativement élevés, supérieurs à $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Celles-ci, au nombre de 9, sont encadrées sur la figure 4-7.

⁴ La valeur de 1.5 m utilisée dans ce test 1 est l'épaisseur totale moyenne des sols observés sur les sites étudiés en Bretagne. Un test préliminaire a été réalisé en utilisant les épaisseurs réelles estimées en chaque site à partir des sondages pédologiques : elles sont très majoritairement comprises entre 1 m et 1,7 m et il est apparu que les flux calculés sont similaires à ceux estimés pour une épaisseur moyenne de 1,5 m. Par ailleurs, sur 9 sites, les sols ont une épaisseur inférieure ou égale à 80 cm : sur 6 de ces sites, les flux calculés en tenant compte de cette faible épaisseur sont supérieurs à ceux calculés avec une épaisseur moyenne de 1,5 m, mais sont très élevés dans les deux cas ($\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) : les flux théoriques sont similaires sur les 3 autres sites, quelle que soit l'épaisseur considérée. du fait d'une saturation en eau du sol d'au moins 80 %.

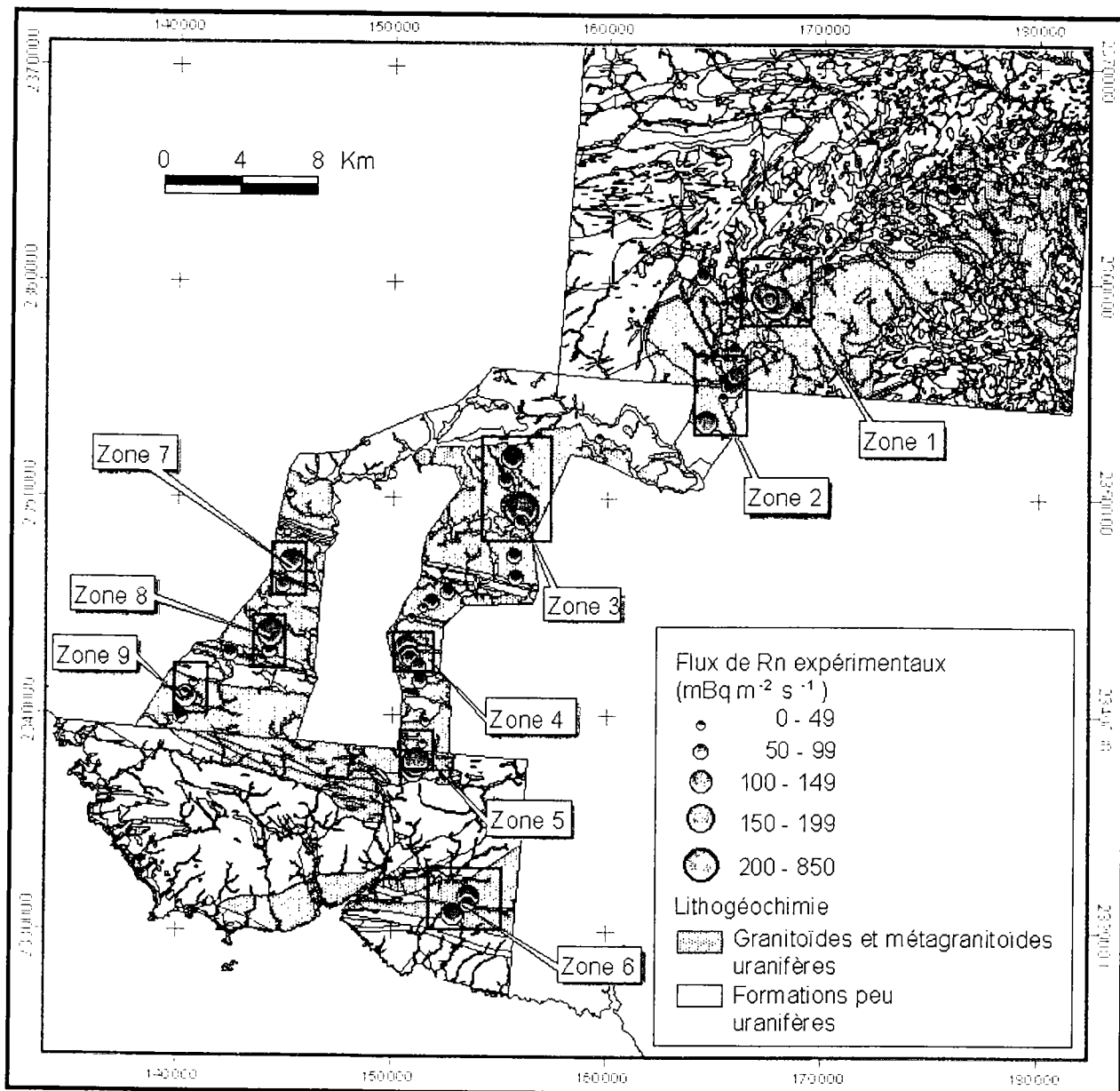


Figure 4-7. Représentation cartographique des flux de Rn mesurés sur les sites situés sur les lithologies uranifères.

Les figures 4-7 et 4-8 montrent que, globalement, les *variations spatiales des flux théoriques calculés par TRACHGEO* sont en accord avec celles des valeurs mesurées sur le terrain : la localisation des zones à fort potentiel d'exhalation du radon est confirmée par les prévisions de l'outil. On observe toutefois deux situations aberrantes :

- i) au niveau de la zone 9, un flux de 103 mBq.m⁻².s⁻¹ a été mesuré (site 2998A066), tandis que le flux calculé en ce point n'est que de 69 mBq.m⁻².s⁻¹ ;
- ii) sur la zone notée 3 bis (Fig. 4-8), un flux élevé de 206 mBq.m⁻².s⁻¹ a été calculé sur le site 2998A034, alors qu'une valeur d'environ 60 mBq.m⁻².s⁻¹ y a été mesurée ; nous pouvons noter que

la concentration en radon dans le sol estimée sur ce site à 110 kBq.m^{-3} , est également supérieure à la valeur expérimentale qui est de 60 kBq.m^{-3} .

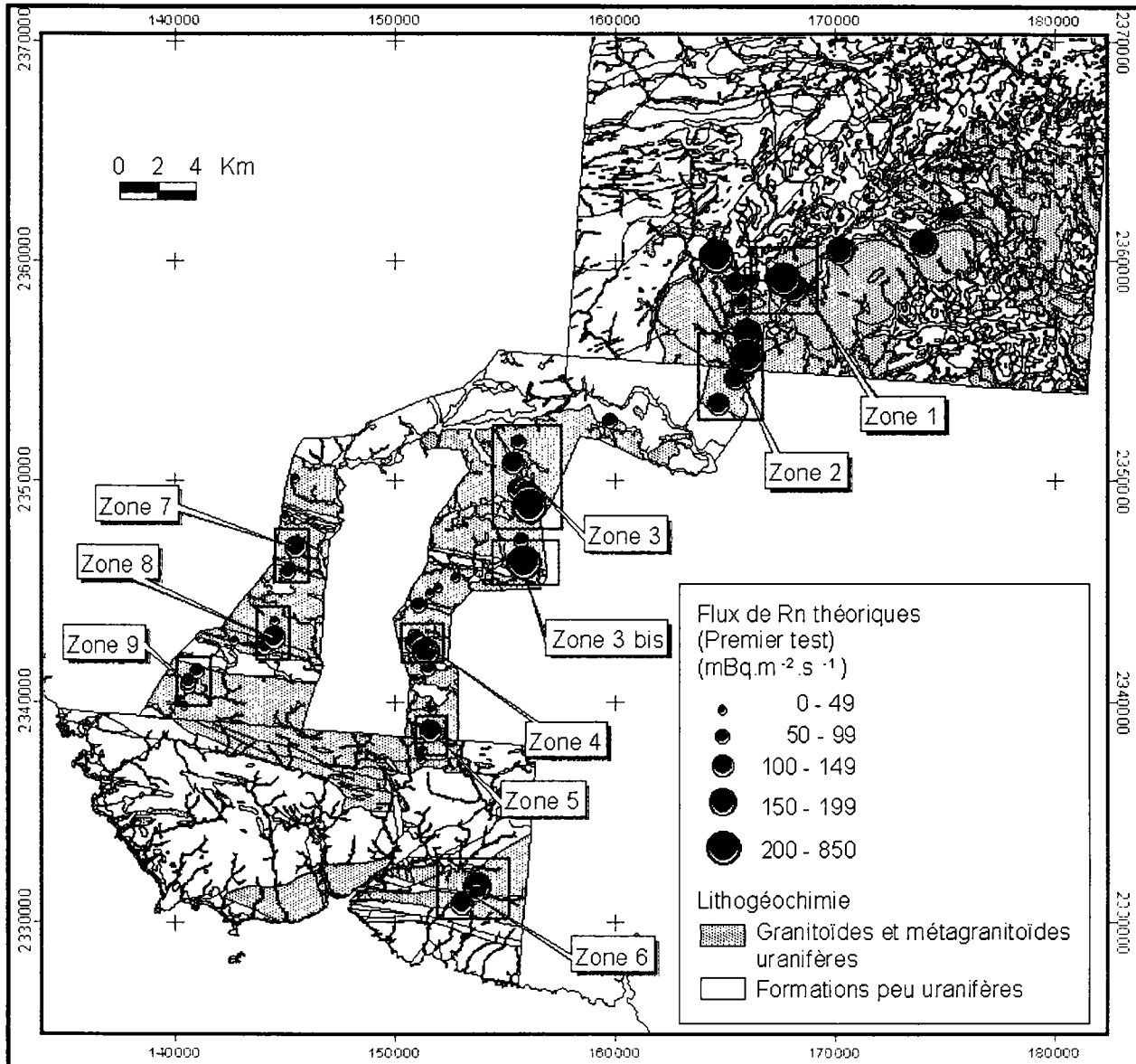


Figure 4-8. Test 1 : représentation cartographique des flux de Rn recalculés par TRACHGEO, sur les sites situés sur les lithologies uranifères.

- Un **second test** a été réalisé sur ces mêmes sites : TRACHGEO est cette fois testé en utilisant, non pas directement les valeurs expérimentales des caractéristiques des sols en chaque site de mesures, mais les valeurs moyennes déduites du traitement statistique des données expérimentales qualitatives et quantitatives (paragraphe I.3.1 et I.4).

Le profil de sol est, comme précédemment, considéré comme homogène sur toute son épaisseur, c'est-à-dire avec les caractéristiques de l'horizon situé à la profondeur z d'échantillonnage des sols (en très grande majorité égale à 50 cm).

Les paramètres d'entrée concernant les caractéristiques du *sol* sont les suivants : porosité totale volumique estimée à partir du type d'horizon situé à la profondeur z et de sa texture, densité apparente du sol calculée à partir de la porosité totale volumique et d'une densité de solide égale à 2650 kg.m^{-3} , activité moyenne en radium 226 de 70 Bq.kg^{-1} (moyenne géométrique des valeurs expérimentales), humidité du sol mesurée au moment de la mesure du flux de radon. L'épaisseur du profil de sol a été moyennée à 1,5 m, comme précédemment.

La *roche* sous-jacente est, comme pour le test 1, considérée homogène et présentant une teneur moyenne en uranium de 10 ppm (déduite de l'analyse lithogéochimique), une porosité totale volumique de 0,1 et une densité apparente de 2700 kg.m^{-3} .

Les résultats ainsi obtenus sont représentés cartographiquement sur la figure 4-9. Ce second test aboutit à des résultats peu différents de ceux obtenus à partir des données expérimentales directes (test 1). La très grande majorité des zones caractérisées par des flux expérimentaux élevés ($\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) sont également différenciées de celles présentant un plus faible potentiel d'exhalation du radon (figure 4-9, en comparaison aux figures 4-7 et 4-8). Contrairement au test précédent, la zone 9 est mise en évidence par un flux théorique de $130 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ très proche du flux expérimental ($103 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). Seule la zone notée 8 (Fig. 4-7 et 4-9) n'est pas identifiée comme pouvant présenter un taux d'exhalation du radon élevé. Le site 2998A073, localisé sur celle-ci, présente un flux expérimental de $150 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, alors que la valeur calculée n'est que de $41 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La concentration en radon dans le sol y est estimée, en revanche, très proche de la valeur expérimentale (115 et 122 kBq.m^{-3} respectivement). Sur la zone notée 3 bis, comme pour le premier test, le site A034 est caractérisé par un flux en surface et une concentration en radon dans le sol relativement élevés ($136 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et 116 kBq.m^{-3}) par rapport aux valeurs mesurées.

↳ Les conclusions des tests précédents suggèrent donc que *TRACHGEO* puisse, à l'avenir, être utilisé sur d'autres zones, sur lesquelles les caractéristiques physico-chimiques des sols ne seront pas connues aussi précisément que dans cette étude. Il est alors envisageable d'utiliser une teneur moyenne en radium du sol, estimée en fonction de la lithogéochimie, une porosité volumique moyenne du sol estimée en fonction de sa texture ou d'une description du profil de sol (types d'horizon). Cette estimation serait alors effectuée sur la base des analyses réalisées dans le cadre de cette thèse et complétées par les données obtenues sur les autres zones d'étude du Programme Environnement et Santé 1997. En outre, une épaisseur de sol moyenne peut également être estimée à partir des sondages disponibles, à condition que les variations soient peu différentes. Il faut souligner que la longueur de diffusion du radon dans le sol est généralement inférieure à 1 m : une épaisseur de sol de seulement quelques dizaines de cm aura un impact bien plus important sur le

flux de radon en surface qu'une épaisseur supérieure à 1 m. Les variations importantes d'épaisseur sont néanmoins à prendre en compte. Dans ce contexte, l'utilisation de *TRACHGEO* permettrait de prévoir les zones à fort potentiel d'exhalation du radon, en s'affranchissant de mesures complémentaires sur le terrain et en laboratoire.

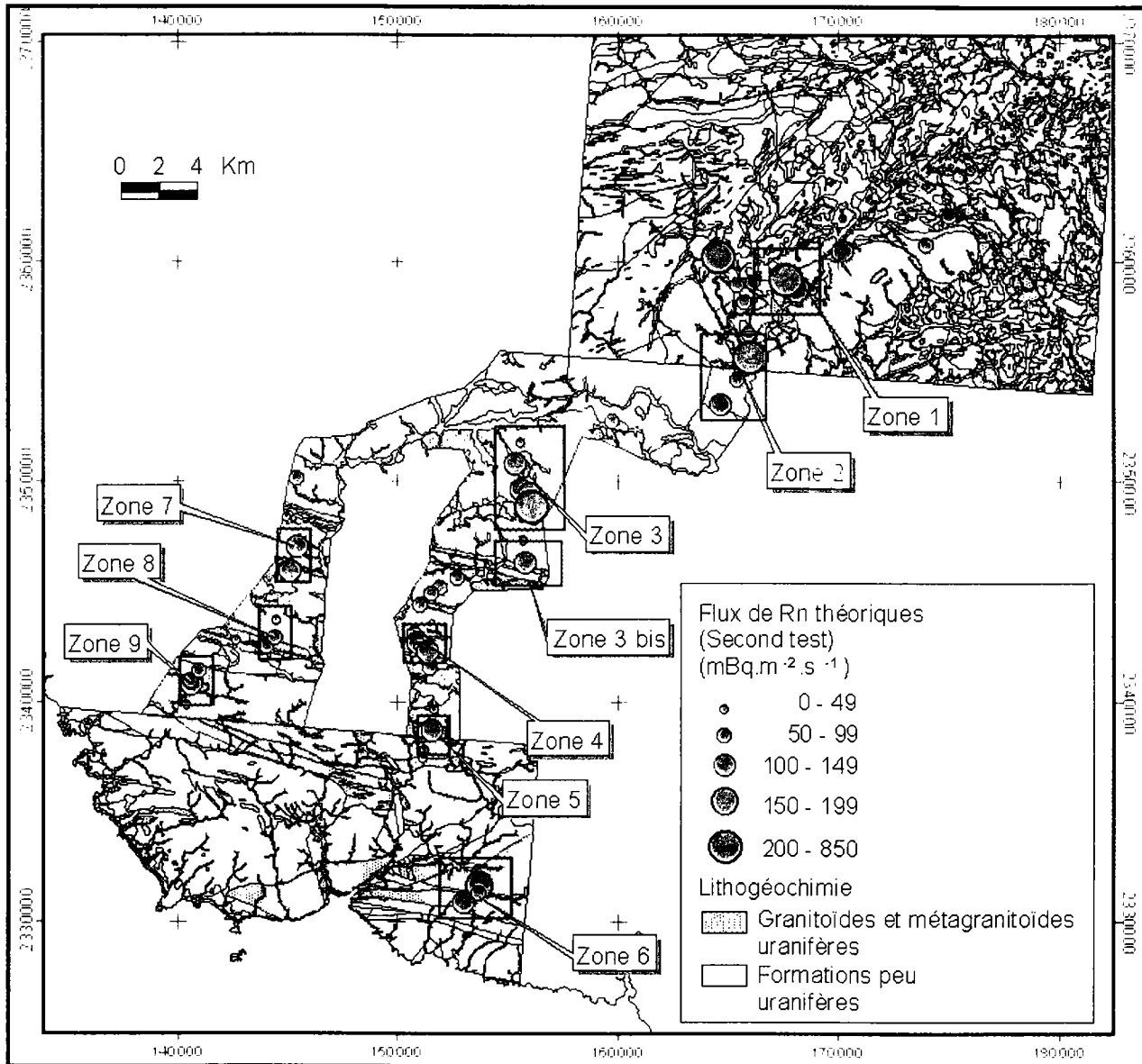


Figure 4-9. Test 2 : représentation cartographique des flux de Rn recalculés par *TRACHGEO*, sur les sites situés sur les lithologies uranifères.

Comparons à présent la carte de l'exhalation du radon estimée par *TRACHGEO* et la carte des concentrations en radon mesurées dans l'habitat. Les zones à fort potentiel d'exhalation du radon mises en évidence par l'approche théorique (tests 1 et 2) sont encadrées sur la carte des concentrations en radon domestiques (Fig. 4-10).

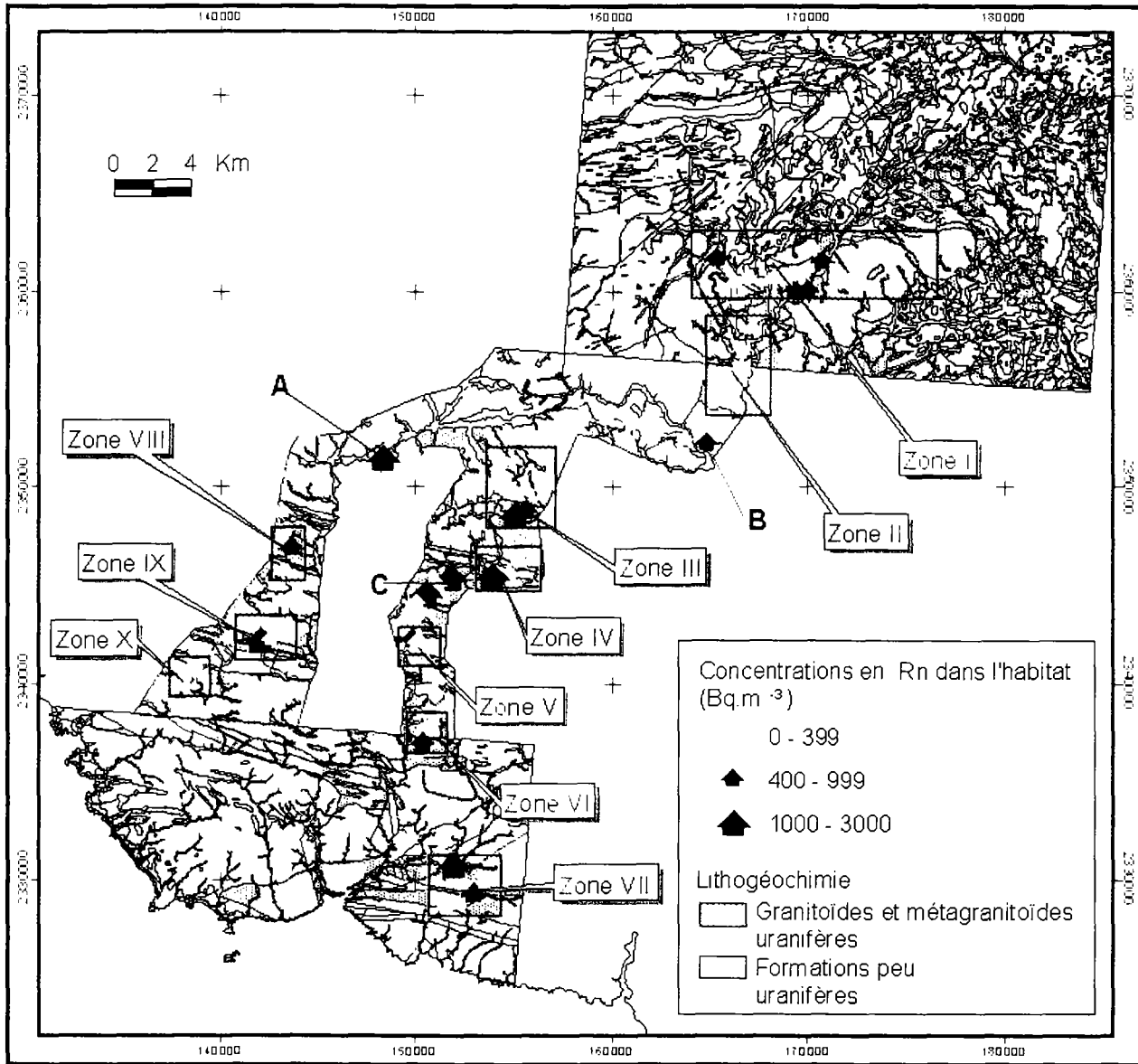


Figure 4-10. Transect breton : représentation cartographique des concentrations en Rn mesurées dans l'habitat (mesure intégrée sur 2 mois au minimum, réalisée en hiver). Les zones à fort potentiel d'exhalation du radon mises en évidence d'après les estimations de TRACHGEO sont encadrées.

Des concentrations en radon dans l'habitat comprises entre 400 et 1000 Bq.m⁻³ ont été mesurées sur les zones I, V, VI et VIII, et supérieures à 1000 Bq.m⁻³ sur les zones III, IV, VII et IX.

Seule la zone notée C (Fig. 4-10), où des concentrations en radon domestiques dépassent la valeur de 1000 Bq.m⁻³, n'a pu être identifiée par les prévisions de TRACHGEO comme présentant un potentiel d'exhalation du radon élevé (Fig. 4-8 et 4-9). Toutefois, les mesures de flux *in situ* ne l'ont pas soulignée non plus (Fig. 4-7). En effet, les flux mesurés à proximité des deux maisons de la zone C concernées par une concentration en radon supérieure à 1000 Bq.m⁻³, sont de 55 mBq.m⁻².s⁻¹ (concentration en Rn dans l'habitat de 1277 Bq.m⁻³) et de 39 mBq.m⁻².s⁻¹

(concentration en Rn de 2712 Bq.m^{-3} dans l'habitation située à proximité). Remarquons que ces flux expérimentaux sont très proches des valeurs théoriques.

En outre, dans les habitations des sites notés A et B (Fig. 4-10), une concentration en radon supérieure à 1000 Bq.m^{-3} (2896 Bq.m^{-3}) et une seconde comprise entre 400 et 1000 Bq.m^{-3} (518 Bq.m^{-3}) ont été respectivement mesurées. Or, sur le site A, le potentiel d'exhalation du radon n'a pu être quantifié, car nous n'y avons effectué aucune mesure ni aucun calcul du flux. Toutefois, celui-ci est situé sur le granitoïde de Koadloc'h, qui appartient aux granites-leucogranites peralumineux uranifères pouvant induire de forts niveaux de radon, comme nous l'avons vu dans le chapitre 3. A 150 m de la maison du site B, en revanche, un flux a été mesuré sur la même lithogéochimie que l'habitation, mais sur une unité pédologique différente. Sa valeur peu élevée de $33 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ n'indique pas un potentiel d'exhalation fort ; notons également que le flux calculé correspondant est similaire. En outre, le site B est situé sur la granodiorite de St Fiacre, qui appartient aux granodiorites-granites peralumineux modérément uranifères. Les paramètres pédologiques et, si nécessaire, les caractéristiques de l'habitation en question sont vraisemblablement à examiner plus précisément.

II.2. Résultats de quantification de l'exhalation du radon sur l'ensemble des sites étudiés sur les deux zones - Discussion sur la validité de la prévision du flux de radon par *TRACHGEO*.

Il est également important de connaître avec quelle précision *TRACHGEO* estime le flux de radon à la surface du sol. Pour chacun des sites étudiés sur les deux zones, la valeur calculée est alors à comparer à la valeur mesurée sur le terrain.

L'ensemble des résultats des mesures et des estimations, par *TRACHGEO*, du flux de radon obtenus sur l'ensemble des deux zones (Bretagne et Languedoc), sont reportés sur les figures 4-11 à 4-16. Le tableau 4-7 synthétise la comparaison des valeurs théoriques et des valeurs expérimentales.

Les paramètres d'entrée utilisés pour calculer les flux sur les sites situés sur les lithologies uranifères, qui ne concernent que le transect breton, sont ceux cités précédemment.

Sur les lithologies peu uranifères, ils sont les suivants :

- la porosité volumique totale de la roche est estimée à 0,1 pour les granitoïdes et métagranitoïdes, à 0,05 pour les métasédiments, à 0,25 pour les formations sédimentaires

- (formations superficielles Quaternaires, carbonatées, détritiques Secondaires et Tertiaires, formations du bassin de Lodève) et à 0,05 pour les basaltes alcalins ;
- la teneur moyenne en uranium est estimée, à partir de l'étude lithogéochimique, à 4 ppm pour les granodiorites-granites peralumineux, à 2 ppm pour les formations sédimentaires et métasédimentaires sauf pour les formations du bassin de Lodève (6 ppm) et à 1 ppm pour les basaltes alcalins ;
 - la porosité volumique totale et la densité apparente des sols sont estimées comme précédemment pour les sites uranifères (voir paragraphe II.2); l'humidité est celle mesurée à l'instant de la mesure du flux de radon ;
 - l'activité moyenne en radium 226 des sols (pour le test 2) est estimée à partir des valeurs mesurées : elle est de 50 Bq.kg⁻¹ pour ceux situés sur les granodiorites-granites peralumineux, de 30 Bq.kg⁻¹ pour ceux localisés sur des basaltes alcalins et de 40 Bq.kg⁻¹ pour ceux situés sur des formations sédimentaires exceptés sur les formations du bassin de Lodève (50 Bq.kg⁻¹) ;
 - sur le transect du Languedoc, l'épaisseur moyenne des sols est de 0,60 m ; elle est de 1,5 m sur le transect de Bretagne.

Sur les deux zones, les cartes du potentiel d'exhalation du radon, obtenues à partir des flux estimés par *TRACHGEO*, sont très proches de la zonation de l'exhalation du radon cartographiée à partir des mesures effectuées sur le terrain. Par ailleurs, les estimations obtenues par les deux tests sont très proches.

Notons que sur le transect du Languedoc, certains flux calculés avec *TRACHGEO* sont élevés (> 100 mBq.m⁻².s⁻¹) et n'ont pu être confortés par les mesures *in situ* : 4 sites sont concernés dont la majorité est localisée sur les grès et pélites rouges du bassin de Lodève, en particulier dans sa partie nord-ouest (Fig. 4-15 et 4-16). Soulignons que c'est dans cette zone que nous avons mesuré une concentration en radon dans l'habitat égale à 484 Bq.m⁻³ (cf. chap. 3.IV.2.2, figure 3-29), en accord donc avec les prévisions de *TRACHGEO*.

Globalement, les prévisions surestiment le flux de radon expérimental de 40 à 45 % sur le transect breton, de 200 % environ sur le transect languedocien (flux globalement faibles) et de 84 % à 100 % sur la totalité des sites (tableau 4-7).

La proportion des sites, où le flux calculé sous-estime de plus de 70 % le flux expérimental, est d'environ 16 % sur la totalité des points (tableau 4-7.c). Toutefois, seuls 5 % de ces points présentent un potentiel d'exhalation expérimental élevé ⁵, c'est-à-dire supérieur à 100 mBq.m⁻².s⁻¹. En outre, sur seulement 3 % environ des sites, le flux de radon calculé est inférieur à 100 mBq.m⁻².s⁻¹. ***En d'autres termes, sur la totalité des sites (Bretagne et Languedoc) seuls 3 % environ d'entre eux présentant un potentiel d'exhalation du radon élevé, ne sont pas mis en évidence par les prévisions apportées par TRACHGEO.***

Par ailleurs, 35 % environ des flux calculés sur la totalité des sites surestiment de plus de 100 % la valeur expérimentale (tableau 4-7.c). Seuls 10-15 % présentent des valeurs élevées (≥ 100 mBq.m⁻².s⁻¹) qui n'ont pu être confirmées par les mesures *in situ*. On peut donc considérer que ***les prévisions surestiment le risque potentiel sur 10-15 % des sites environ.***

⁵ RAPPEL : la valeur de 100 mBq.m⁻².s⁻¹ pour le flux de radon à la surface du sol est une valeur indicative, à partir de laquelle le potentiel d'exhalation peut être considéré comme élevé. En effet, d'après nos résultats de mesures sur les deux transects étudiés, les zones pouvant présenter des flux de radon supérieurs à cette valeur correspondent aux zones, où des concentrations en radon supérieures à 1000 Bq.m⁻³ ont été mesurées dans l'habitat.

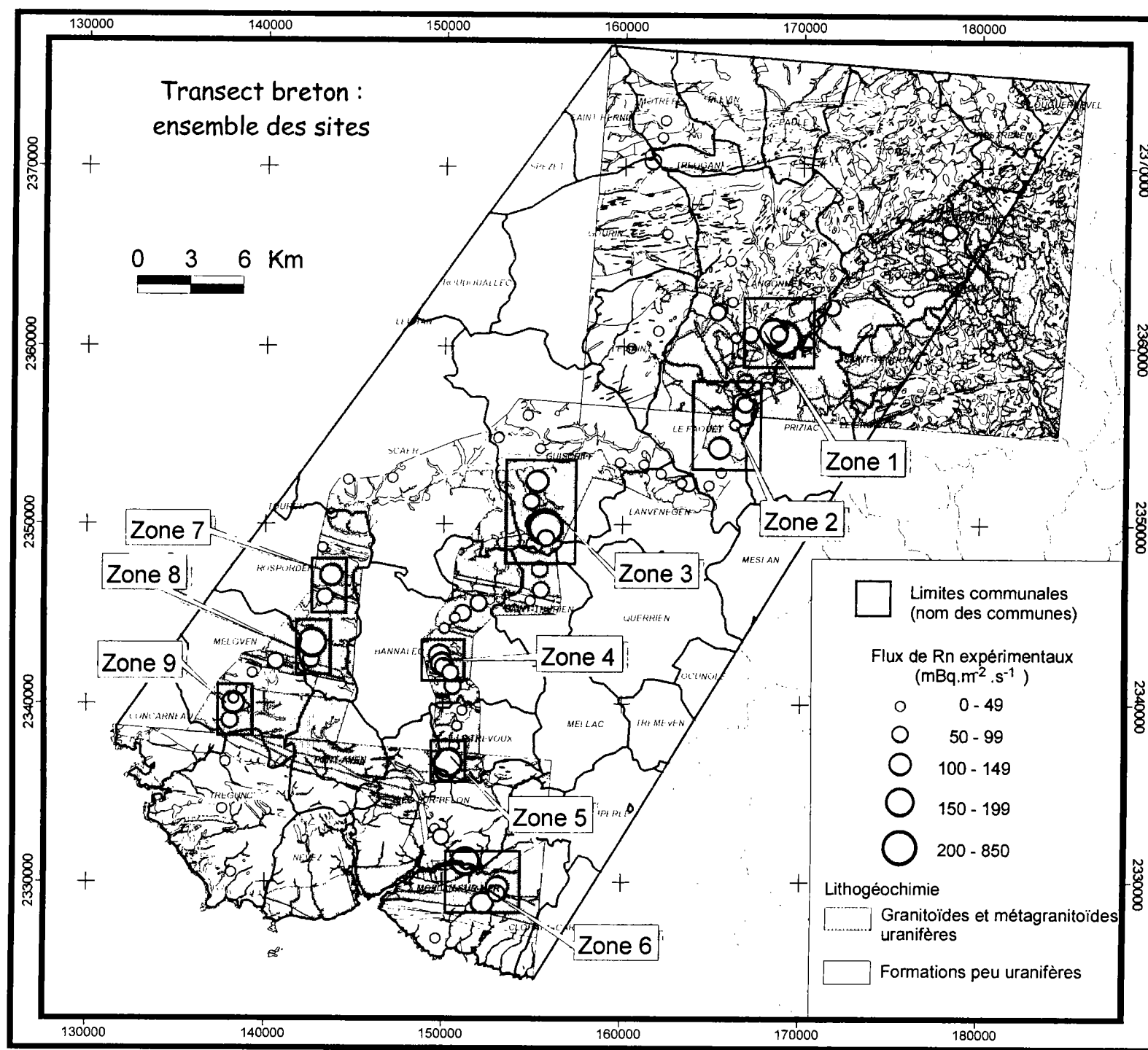


Figure 4-11. Représentation cartographique des flux de radon mesurés à la surface des sols sur le transect breton.

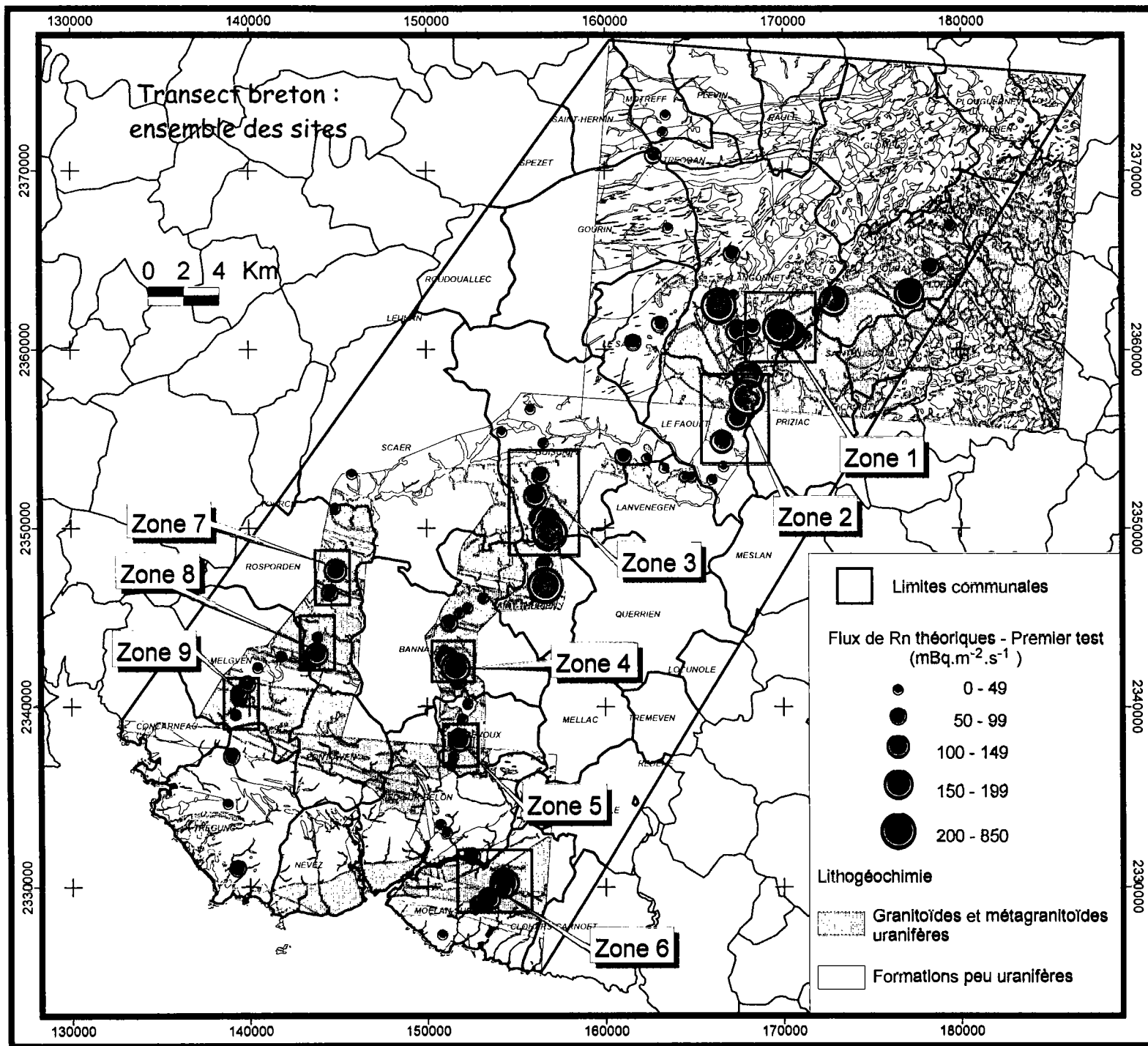


Figure 4-12. Représentation cartographique des flux de radon théoriques, estimés à partir de TRACHGEO (TEST 1), sur la totalité des sites du transect breton.

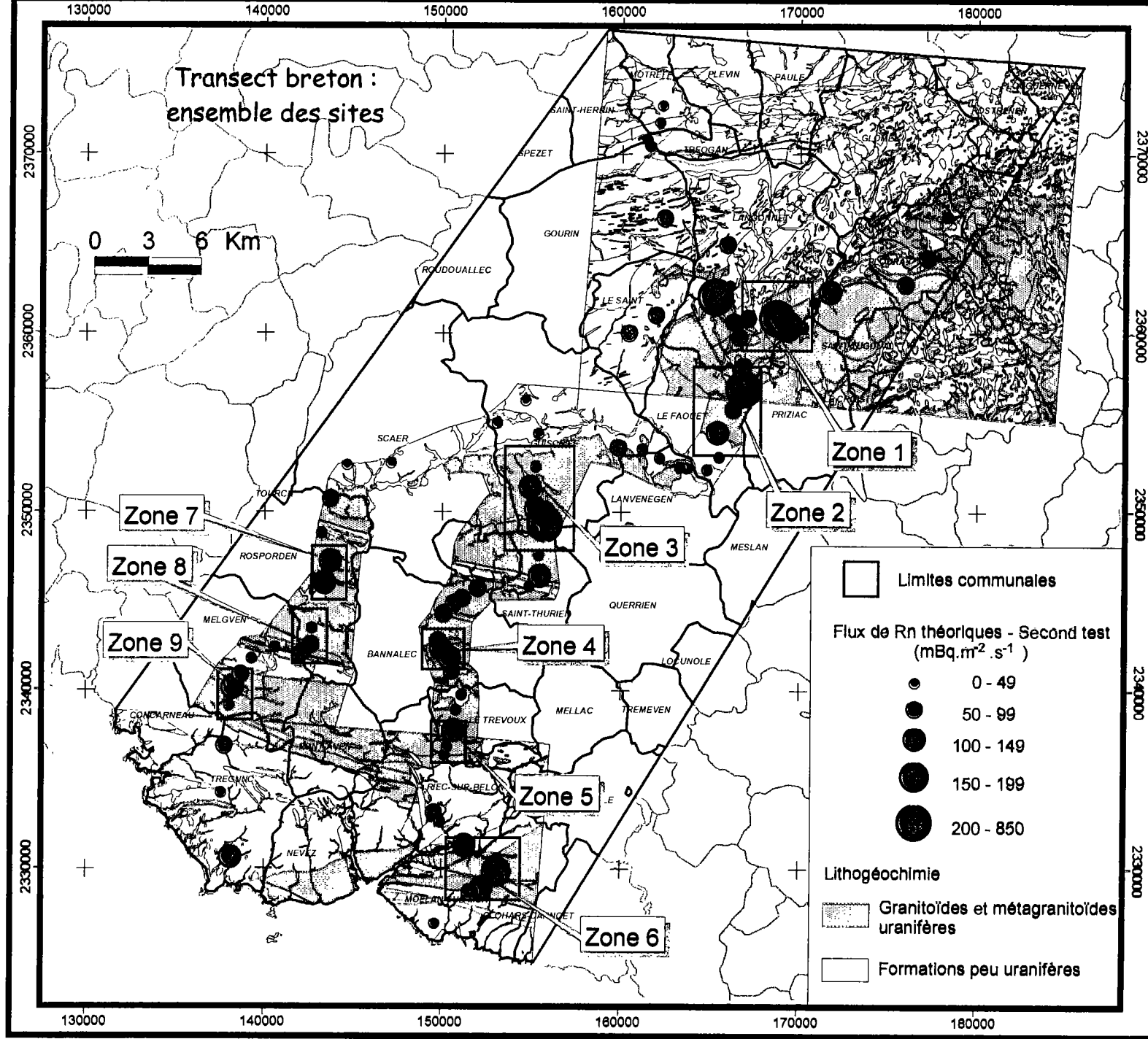


Figure 4-13. Représentation cartographique des flux de radon théoriques, estimés à partir de TRACHGEO (TEST 2), sur la totalité des sites du transect breton.

Tableau 4-7. Confrontation des résultats théoriques et expérimentaux obtenus sur les sites du transect de Bretagne (a), du Languedoc (b) et sur la totalité des sites étudiés sur les deux zones (c).

	Moyenne arithmétique de l'écart par rapport au flux expérimental ⁶	Pourcentage de sites où la valeur théorique sous-estime de plus de 70 % le flux expérimental	Pourcentage de sites où la valeur théorique sous-estime de plus de 70 % le flux expérimental quand celui-ci est $\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	Pourcentage de sites où la valeur théorique est $< 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et sous-estime de plus de 70 % le flux expérimental quand celui-ci est $\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	Pourcentage de sites où la valeur théorique surestime de plus de 100 % le flux expérimental	Pourcentage de sites où la valeur théorique surestime de plus de 100 % le flux expérimental et est $\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
(a) Transect breton : 85 mesures au total.						
Test 1	+ 45 %	19 %	7 %	5 %	27 %	15 %
Test 2	+ 42 %	13 %	5 %	4.5 %	23 %	10 %
(b) Transect languedocien : 30 mesures au total pour le test 1 et 25 pour le test 2.						
Test 1	+ 210%	7 %	0 %	-	60 %	10 %
Test 2	+ 270 %	0 %	0 %	-	64 %	16 %
(c) Ensemble des sites étudiés sur les deux zones : 115 pour le test 1 et 113 pour le test 2.						
Test 1	+ 100 %	16 %	5 %	3.5 %	36 %	14 %
Test 2	+ 84 %	11 %	4.5 %	3.5 %	32 %	11.5 %

⁶ Erreur relative = (flux théorique-flux mesuré)/flux mesuré.

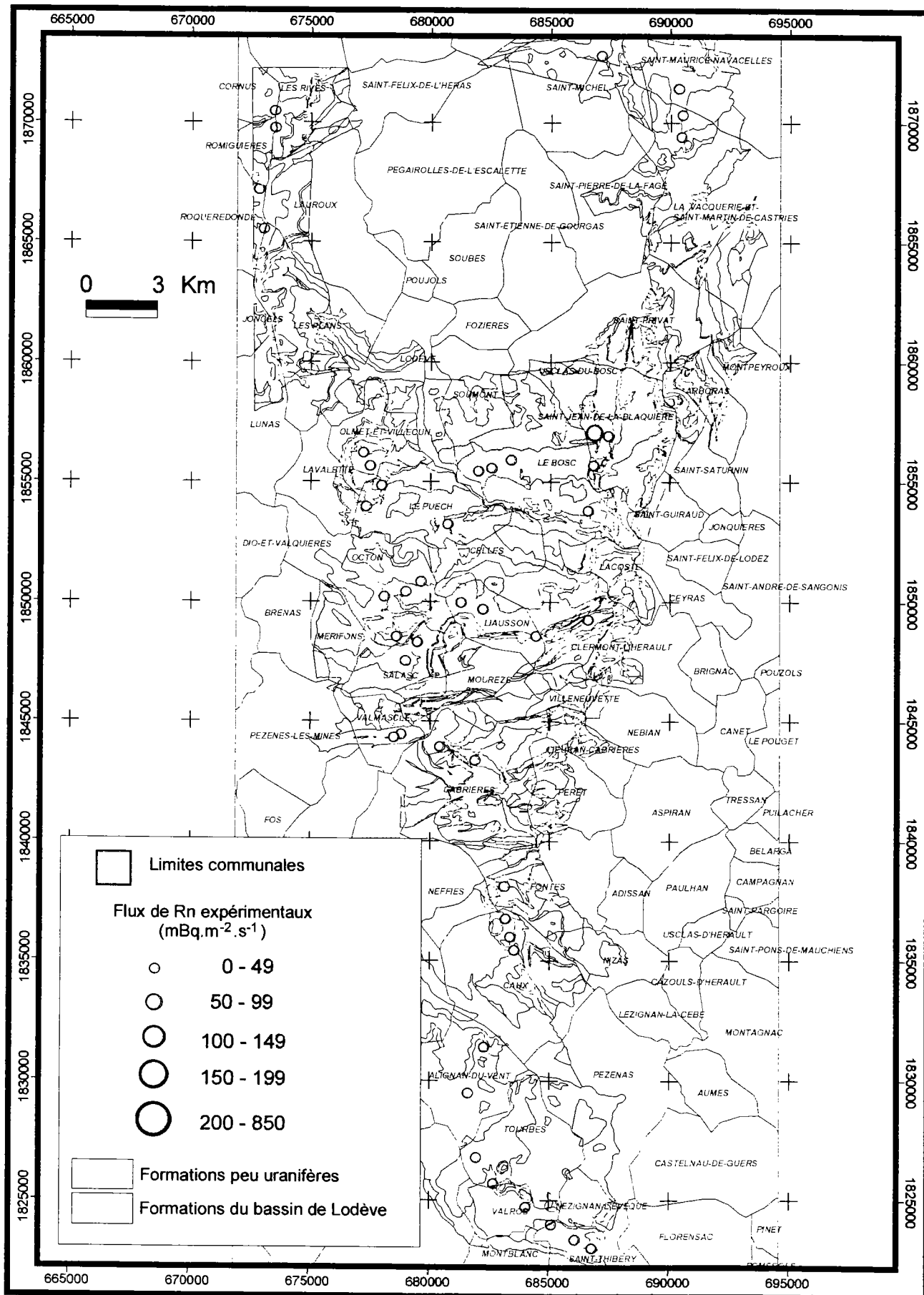


Figure 4-14. Représentation cartographique des flux de radon mesurés sur le transect languedocien.

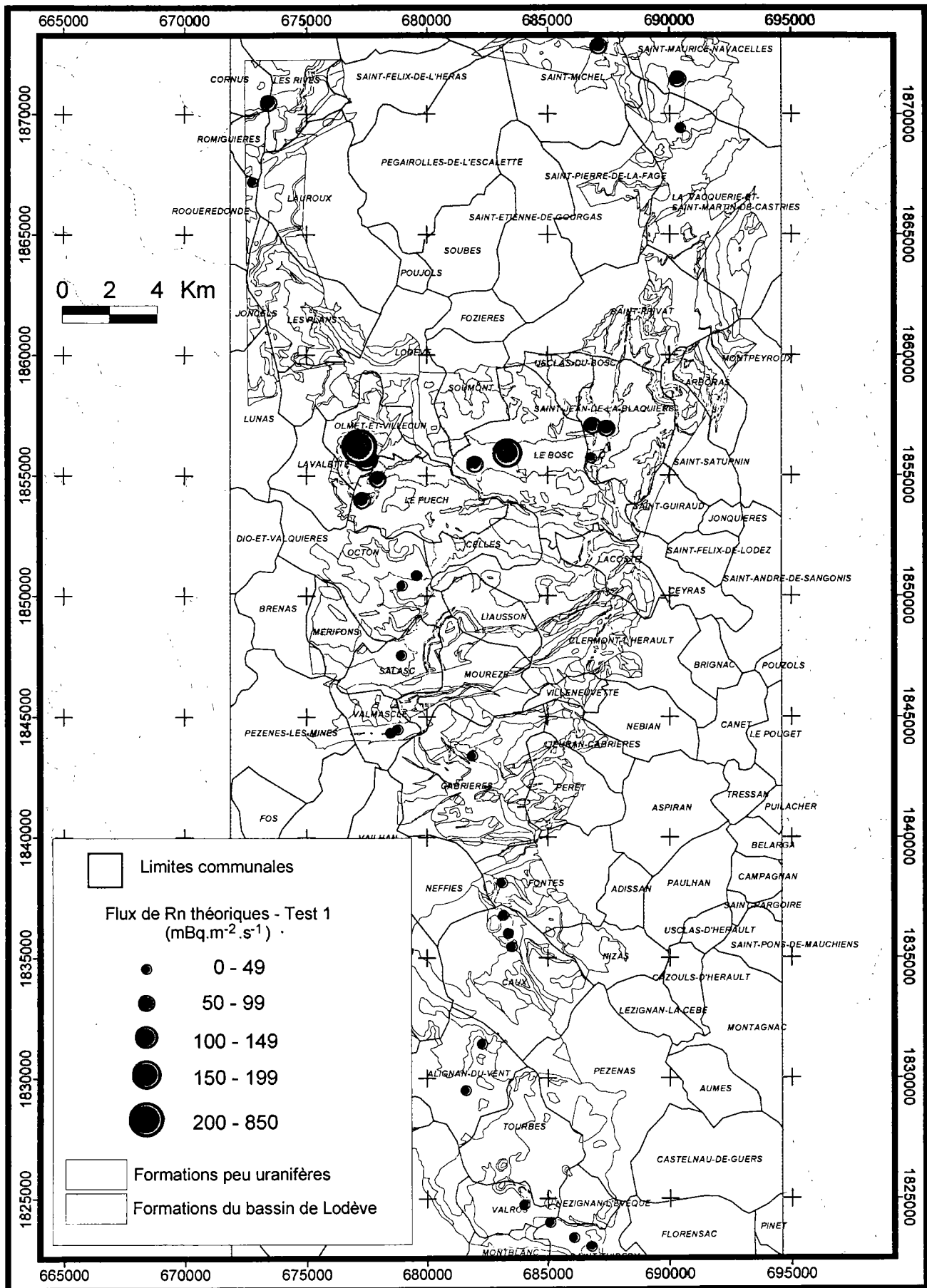


Figure 4-15. Représentation cartographique des flux de radon théoriques, estimés à partir de TRACHGEO (TEST 1), sur les sites du transect languedocien où les paramètres mesurés ont permis de réaliser ce test.

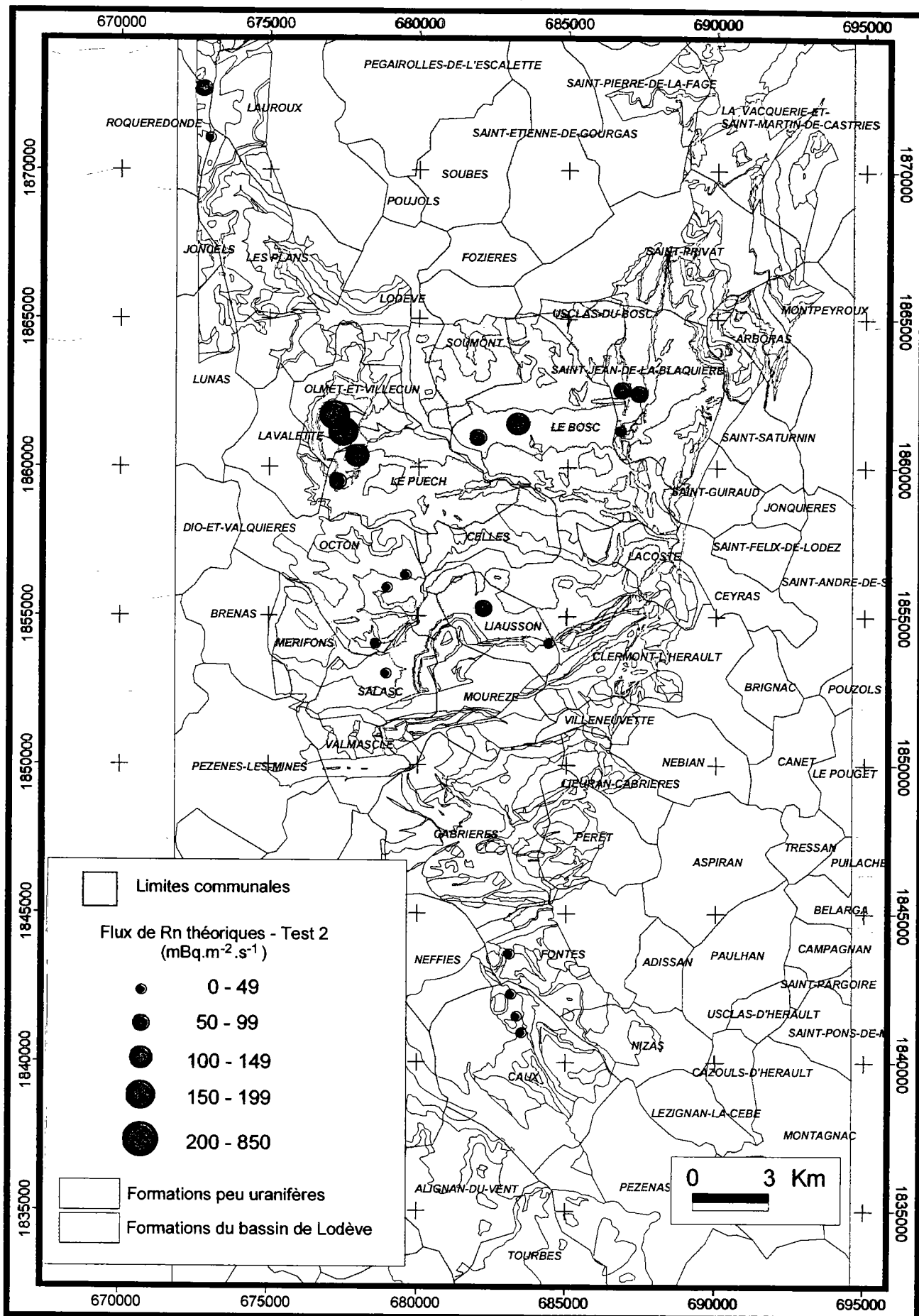


Figure 4-16. Représentation cartographique des flux de radon théoriques, estimés à partir de TRACHGEO (TEST 2), sur 25 sites du transect languedocien où les données acquises in situ ont permis de réaliser ce second test.

II.3. Discussion sur les points de divergence quant à l'estimation du flux de radon par TRACHGEO.

A la lumière de ces résultats, il s'agit de trouver une explication aux flux théoriques sous-estimés en certains points, de plus de 70 %, par rapport aux valeurs expérimentales. En effet, 20 sites sont concernés, comme le montre la figure 4-17.

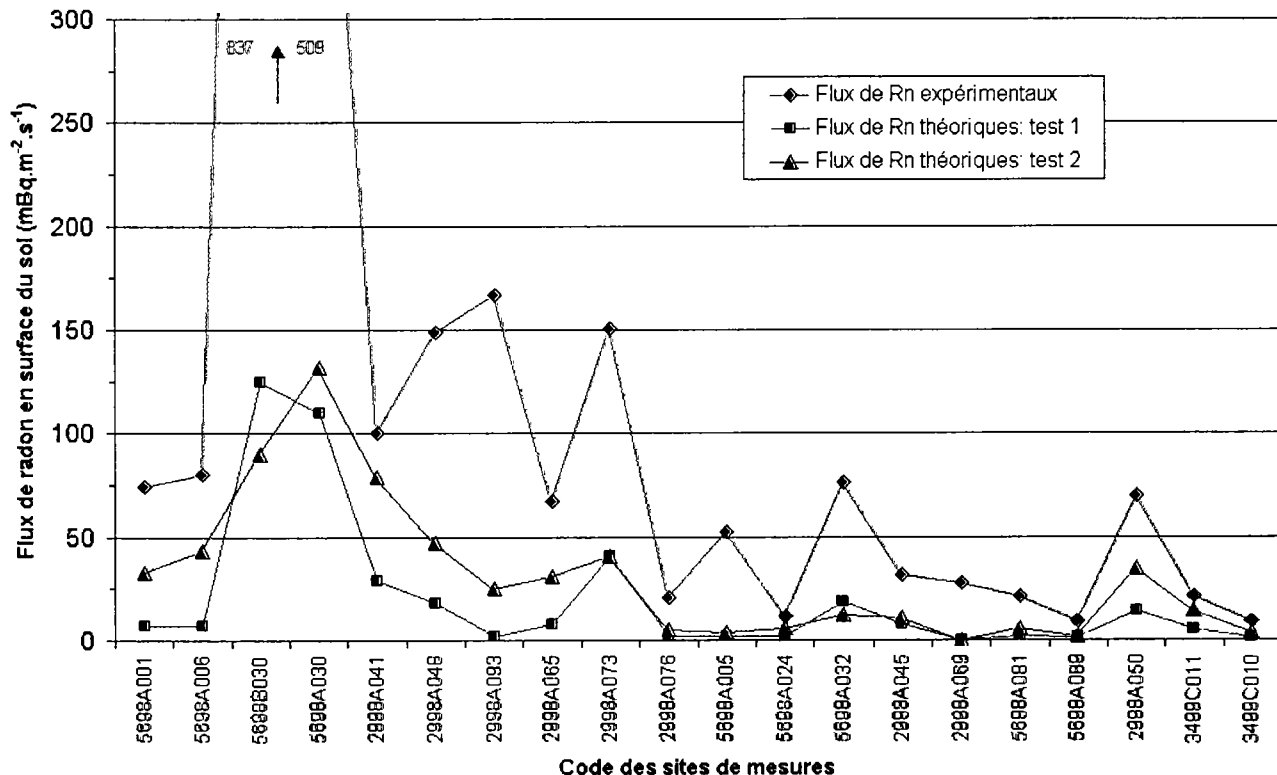


Figure 4-17. Comparaison des flux de radon expérimentaux et calculés sur les sites où les valeurs théoriques sous-estiment les valeurs mesurées de plus de 70 %.

Pour 8 d'entre eux, le flux de radon est estimé inférieur à 15 mBq.m⁻².s⁻¹ et correspond à un flux expérimental également faible, inférieur ou égal à 30 mBq.m⁻².s⁻¹. L'écart sur le potentiel d'exhalation n'est donc pas significatif. Les flux de radon et les concentrations en radon dans le sol, mesurés et calculés sur les 12 autres sites, sont reportés dans le tableau 4-8.

Tableau 4-8. Valeurs expérimentales et calculées par TRACHGEO, des flux de radon en surface et des concentrations en radon dans le sol, correspondant aux sites où les valeurs théoriques de flux sous-estiment les valeurs mesurées de plus de 70 %. Les points caractérisés par un flux de Rn expérimental très faible, inférieur à 30 mBq.m⁻².s⁻¹, n'ont pas été pris en compte.

Code du site	Données expérimentales		Test 1		Test 2		Formation géologique
	Flux de Rn en surface (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Concentration en Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Flux de Rn en surface (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Concentration en Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Flux de Rn en surface (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Concentration en Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	
5698A001	74	249	7	895	33	119	Granitoïde du Croisty Alluvions sur le granitoïde de Langonnet
5698A005	53	73	2	207	3	102	
5698A006	80	507	7	482	43	69	Granitoïde de langonnet Granitoïde de Cascadec
5698B030	837	598	125	115	90	115	
5698A030	509	231	110	103	132	102	Granitoïde de Cascadec Colluvions sur le granitoïde de Koadloc'h
5698A032	76	77	19	24	10	36	
2998A041	100	44	29	119	79	119	Granitoïde de Pluguffan Orthogneiss de Nizon
2998A048	148	112	18	111	47	122	
2998A050	70	52	14	65	35	53	Granitoïde de Riec Orthogneiss de Nizon
2998A065	68	81	8	77	31	111	
2998A073	151	122	41	111	41	115	Granitoïde de Pluguffan Orthogneiss de Nizon
2998A093	167	144	2	347	25	115	

➤ Les sols échantillonnés sur les sites **A005** et **A093** présentent une saturation en eau très importante de 96-98 %, conduisant à une très petite longueur de diffusion du radon (quelques cm), ce qui induit des concentrations théoriques en radon dans le sol très élevées (et surestimées d'un facteur 3 pour le test 1 par rapport à la valeur mesurée) et des flux théoriques très faibles, voire quasi nuls. On note, par ailleurs, que la densité apparente des sols mesurée sur ces deux sites est, quant à elle, correcte par rapport aux valeurs estimées en ces mêmes points par Lamandé (1999). Il s'agit donc de deux cas particuliers qui pourraient être expliqués par une erreur sur la mesure de l'humidité du sol (plus précisément sur la pesée de l'échantillon au moment de son prélèvement), d'autant plus que la mesure de l'activité volumique du radon dans le sol, par prélèvement d'air, a été possible.

➤ Sur 5 autres sites, le flux expérimental est supérieur à 100 mBq.m⁻².s⁻¹ :

- Sur les sites **A030/B030**, les flux de radon et les concentrations en radon dans le sol expérimentaux sont extrêmement élevés (tableau 4-8) et largement sous-estimés par TRACHGEO. Ces sites se localisent sur le granitoïde de Cascadec, qui appartient aux granites-leucogranites peralumineux potentiellement uranifères. Celui-ci pourrait présenter une teneur en uranium localement plus élevée : mais cet enrichissement devrait être très important pour engendrer de tels niveaux de radon. De plus, le sol est relativement riche en radium sur le site B030 (123 Bq.kg⁻¹), mais pas particulièrement sur le site A030 (58 Bq.kg⁻¹). Ces points se situent également à environ

30-40 m d'une faille (figure 4-18.a), le long de laquelle le radon peut être transporté par advection/convection, ce phénomène n'étant pas pris en compte par *TRACHGEO* (migration par diffusion uniquement). Différentes études (King, 1980, 1984 ; Gates et Gundersen, 1990 ; Lombardi et Reimer, 1990 ; Gundersen, 1991 ; King, 1993 ; Pauwels et al., 1999 ; Toutain et Baubron, 1999) ont en effet montré que l'impact des fractures sur le transport du radon et sur son exhalation à la surface du sol peut être important. L'effet combiné de l'anomalie géochimique et du transport advectif/convectif du radon, est également envisageable pour expliquer des niveaux aussi élevés de radon, d'autant plus que les failles sont des voies de circulation privilégiée des fluides et des milieux favorisant les processus de mobilisation d'éléments solubles tels que l'uranium et de recristallisation minérale : l'uranium de la roche affectée par la faille et son réseau de fractures associé, ou l'uranium apporté par des fluides percolateurs, a pu se déposer et se concentrer sur les parois des fractures.

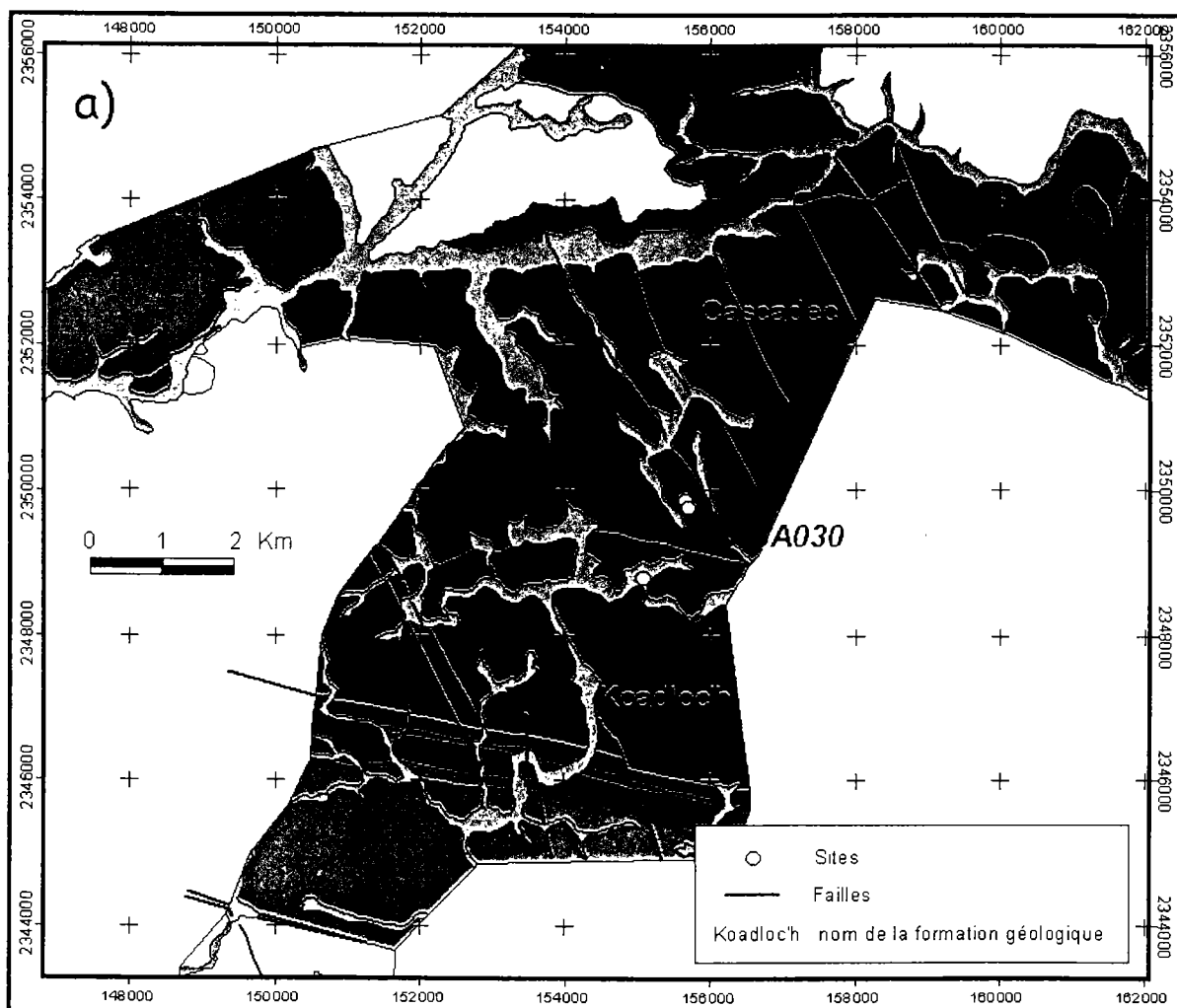


Figure 4-18.a. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.

- Sur les sites *A048* et *A073*, la concentration en radon dans le sol est élevée et correctement estimée par *TRACHGEO* pour les deux tests. Pour expliquer l'observation des flux élevés à la surface du sol ($150 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), comme pour les sites précédents, un effet lié à la présence d'une fracture peut être envisagé sur le site *A073* qui se situe à environ 1 km d'une faille (figure 4-18.b). Le site *A048*, quant à lui, se localise à la transition des deux faciès de l'orthogneiss de Nizon, qui pourrait être une zone à plus forte perméabilité. Ces sites se situent, en outre, sur des formations potentiellement uranifères (orthogneiss de Nizon et leucogranite de Pluguffan).

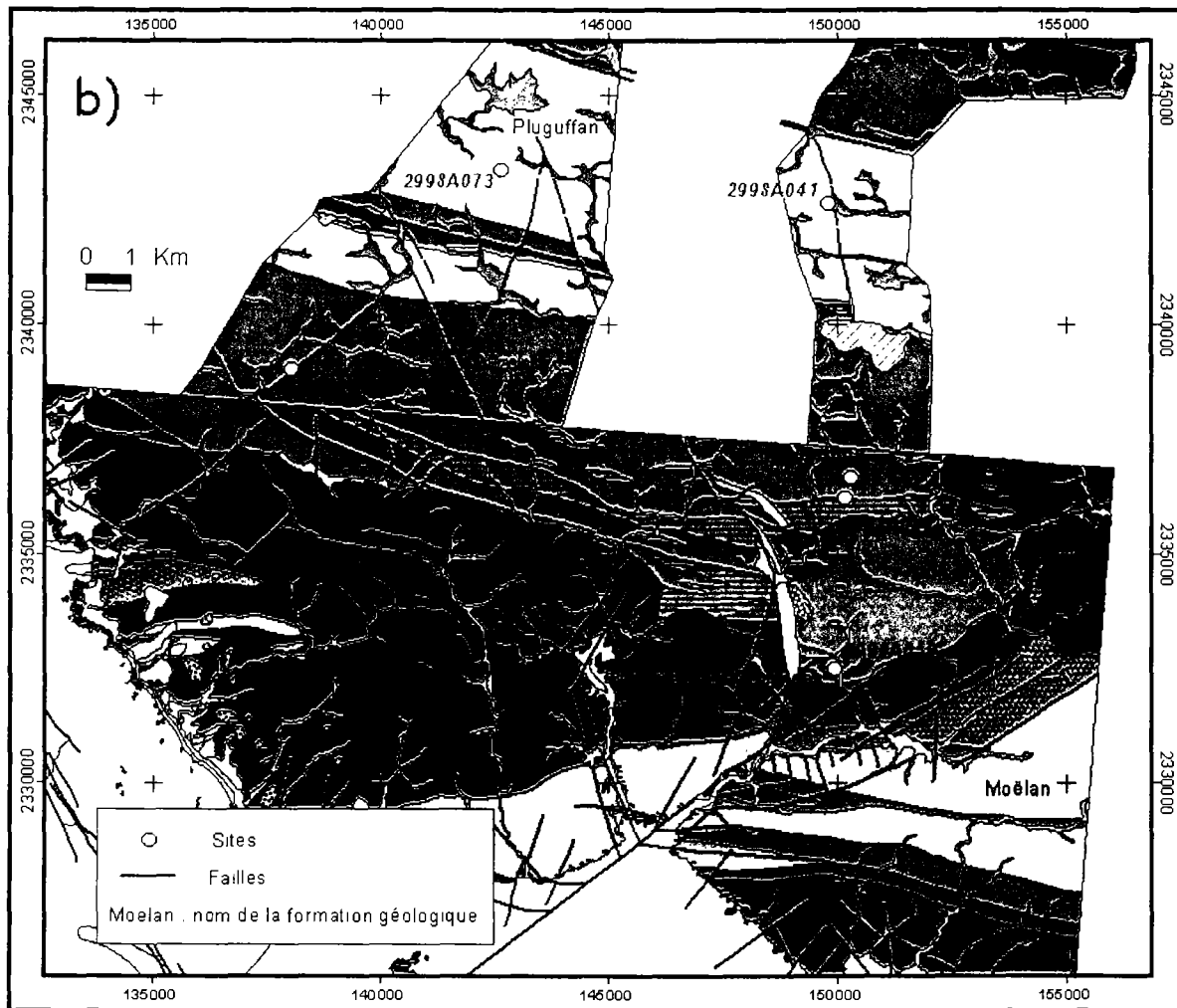


Figure 4-18.b. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.

- Sur le site *A041*, la concentration en radon mesurée dans le sol est faible (44 kBq.m^{-3}) par rapport au flux mesuré en surface ($100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$). De plus, la teneur en radium du sol (60 Bq.kg^{-1}) est inférieure à la moyenne géométrique des sols issus de lithologies uranifères (70 Bq.kg^{-1}). Celui-ci se situe sur une faille, qui affecte le granite de Pluguffan (figure 4-18.b).

Cependant, ce phénomène n'est pas compatible avec la mesure d'une concentration en radon faible dans les sols et d'un flux élevé en surface. Il dès lors est possible que le transport ne soit pas vertical et que le radon provienne d'une source plus lointaine.

➤ Sur les 5 derniers sites, le flux expérimental est compris entre 68 et 80 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$:

- Sur le site **A032**, les résultats de quantification du flux de radon et de la concentration en radon dans le sol, sont similaires pour les deux tests. La concentration est sous-estimée d'au moins un facteur 2 par rapport à la valeur expérimentale. La faille la plus proche est assez éloignée (Fig. 4-18.b), d'environ 1,5 km, mais il est possible que le réseau de fractures atteigne néanmoins cette zone, ou qu'une faille existante n'ait pas été identifiée au cours du levé cartographique. La présence d'une anomalie locale en uranium peut également être envisagée.

- Sur les sites **A050** et **A065**, la concentration en radon dans le sol est correctement estimée par *TRACHGEO* pour les deux tests. Pour expliquer un flux relativement élevé à la surface du sol (mesuré à environ 70 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), par rapport à la valeur estimée par migration diffusive du radon dans le sol (14 et 35 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour le site A050 ; 8 et 30 $\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour le site A065), un transport du gaz par advection/convection, en complément, peut être envisagé. Le site A050 est, en effet, situé sur le granitoïde de Riec, au milieu d'un champ de fractures important affectant à la fois le granitoïde de Riec, l'orthogneiss de Lanmeur-St-Ouarneau, mais surtout l'orthogneiss très uranifère de Moëlan (figure 4-18.a). Le site A065, quant à lui, se localise, sur une faille qui, en outre, affecte l'orthogneiss de Nizon uranifère. Le radon véhiculé le long de ces failles pourrait en partie provenir de ces orthogneiss.

- Sur le site **A001**, la saturation en eau du sol est très élevée pour le test 1 (92 %), entraînant une concentration en radon dans le sol très surestimée (894 kBq.m^{-3}) ; le second test utilise une porosité moyenne du sol plus élevée (45 %) que la valeur expérimentale (30 %), conduisant à une saturation en eau plus faible, ainsi qu'à une concentration en radon proche de la valeur mesurée. L'estimation expérimentale de la porosité du sol (test 1) a pu être erronée. Néanmoins, le flux étant sous-estimé par les deux tests, la saturation en eau ne peut être considérée comme le seul facteur explicatif de ces flux faibles.

Il est possible que la migration du radon par diffusion moléculaire ne suffise pas pour engendrer un flux en surface suffisamment élevé. Ce site est situé à environ 40 m d'une faille (figure 4-18.c). Or, la précision de repérage des accidents structuraux sur les cartes au 1/50 000 est de l'ordre de 1 km. Ce qui laisse supposer que cette faille pourrait servir de drain préférentiel du gaz

radon, transporté par advection/convection. Néanmoins, le flux mesuré reste modéré ($74 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), malgré une concentration en radon dans le sol élevée (249 kBq.m^{-3}).

La seconde hypothèse à envisager, peut-être la plus plausible, serait l'existence d'une anomalie uranifère locale, pouvant résulter de la remobilisation de l'uranium de la roche et de sa concentration au niveau de la fracture. On peut également noter que la concentration en radium du sol, qui dérive de la roche sous-jacente, est élevée (182 Bq.kg^{-1}). Par exemple, une teneur en uranium de 20 ppm du granite (au lieu de 10 ppm) permettrait une très bonne estimation à la fois du flux et de la concentration en radon dans le sol, en utilisant la valeur de porosité moyenne du test 2.

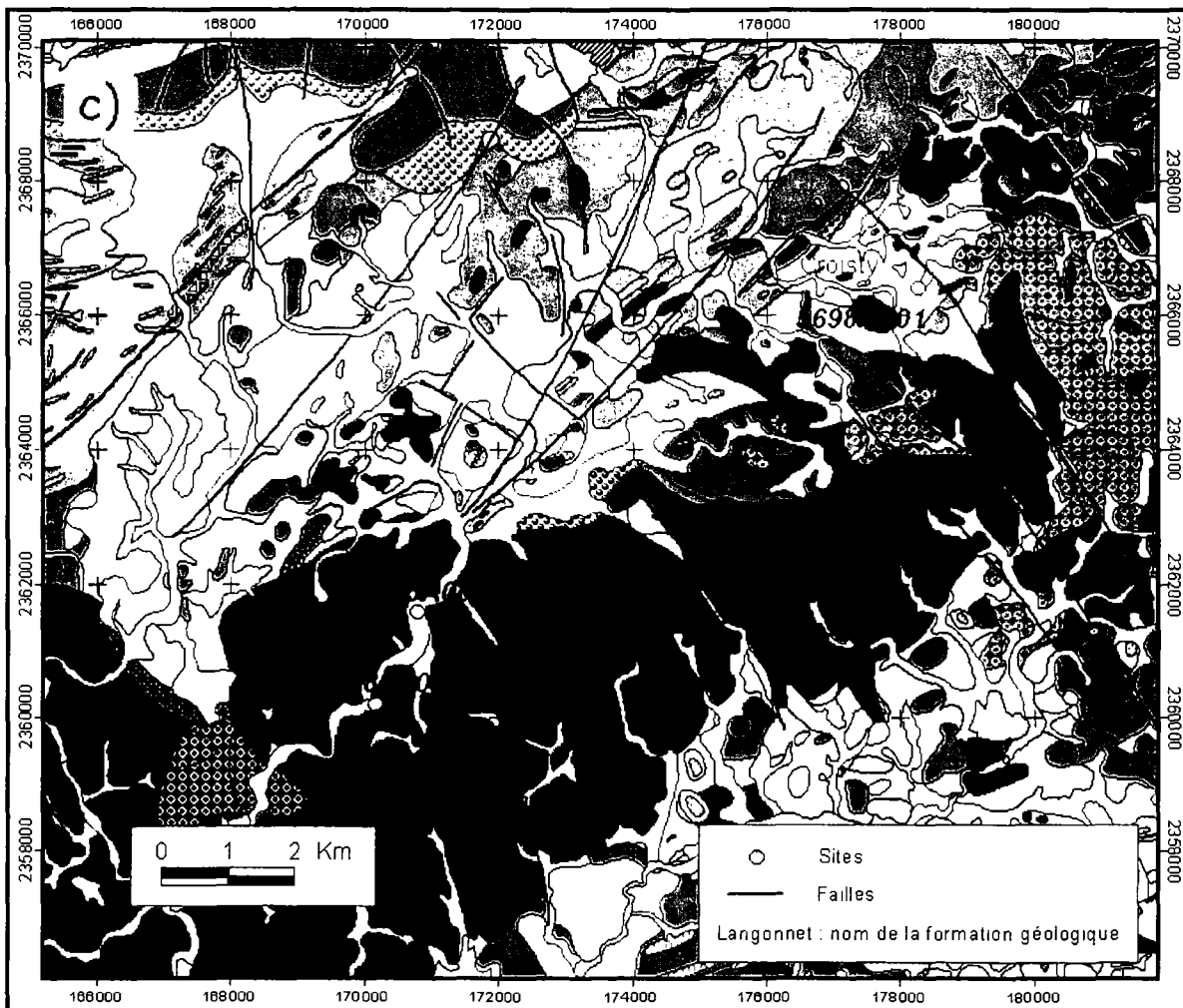


Figure 4-18.c. Localisation des sites, où le flux de radon théorique sous-estime de plus de 70 % la valeur expérimentale, sur la carte géologique au 1/50 000.

- Sur le site *A006*, la concentration en radon dans le sol est correctement estimée par le test 1 (saturation en eau de 92 %), tandis qu'elle est sous-estimée par le test 2 (saturation en eau de 63 %). Les flux calculés sont très faibles dans les deux cas, surtout pour le premier test, où il est quasi nul. Aucune fracture n'est reportée sur la carte géologique (Fig. 4-18.c). Un enrichissement local en

uranium du granite de Langonnet caractérisant ce site, pourrait expliquer le flux expérimental relativement élevé, d'autant plus que le sol est riche en radium (130 Bq.kg^{-1}).

II.4. Conclusions du chapitre.

L'outil *TRACHGEO*, de quantification du flux de radon en surface, utilisant les propriétés chimiques et physiques, non seulement de la roche, mais aussi de la couverture de sol sus-jacente, a pu être validé sur les deux transects de Bretagne et du Languedoc.

Les résultats mettent en évidence l'impact de l'hétérogénéité des caractéristiques chimiques (teneur en radium) mais surtout physiques et hydriques des sols (porosité et humidité) sur la variabilité spatiale de l'exhalation du radon. Ils soulignent également la nécessité de prendre en compte ces paramètres, afin d'optimiser la précision cartographique apportée par l'étude lithogéochimique seule.

Les cartes prédictives du potentiel d'exhalation du radon obtenues conduisent au dépistage de zones de quelques kilomètres carrés ($5 \text{ à } 15 \text{ km}^2$) présentant un plus fort potentiel d'exhalation. Cette précision cartographique est plus grande que l'échelle communale, puisque dans une même commune, plusieurs zones ont pu être distinguées. De plus, les zones prédites à fort potentiel d'exhalation coïncident, en très grande majorité, avec les zones où des concentrations en radon mesurées dans l'habitat dépassent les valeurs d'intérêt ($400 \text{ et } 1000 \text{ Bq.m}^{-3}$).

En outre, nos prévisions des flux de radon sont majoritairement en accord avec les mesures effectuées *in situ*. D'après nos résultats, un très faible pourcentage (3 %) des sites présentant un potentiel d'exhalation du radon élevé, n'ont pu être identifiés par les estimations de *TRACHGEO*.

Par ailleurs, les modèles phénoménologiques ne sont classiquement pas utilisés dans le cadre de la cartographie radon : ils sont jugés trop lourds à mettre en œuvre du fait d'un grand nombre de paramètres d'entrée nécessaires et en raison des interactions complexes, et encore mal connues, entre les différents facteurs géologiques et pédologiques qui influent sur l'exhalation du radon. C'est pourquoi des modèles statistiques leur sont préférés. Ces derniers aboutissent à une classification empirique des caractéristiques du sous-sol et du sol selon leur potentiel radon, déduite des corrélations obtenues entre ces facteurs et les niveaux de radon mesurés dans le sol et/ou dans l'habitat (Reimer, 1992 ; Åkerblom, 1993 ; Nero et al., 1994; Apte et al., 1999). Or, notre approche a montré que l'utilisation d'un code simplifié de la migration du radon dans une colonne de sol (*TRACHGEO*), mais intégrant à la fois les principaux facteurs géologiques et pédologiques contrôlant l'exhalation, s'avère un outil satisfaisant pour estimer l'exhalation du radon en surface et

a conduit, ainsi, à des résultats originaux. Cet outil quantitatif, couplé à un système d'information géographique, permet, en effet, de rendre compte des variations spatiales du potentiel d'exhalation du radon à l'échelle régionale.

En ce qui concerne les contraintes liées à la quantification de ses paramètres d'entrée, nous avons vu que l'utilisation de valeurs moyennes, estimées à partir des données expérimentales acquises dans le cadre de ce programme, aboutit à des prévisions cartographiques pertinentes, car la gamme de variation de ces paramètres (en particulier de l'épaisseur du sol) est assez étroite. Par ailleurs, il est préférable que les informations pédologiques, prises en compte dans le modèle, se rattachent à l'horizon le plus représentatif de la colonne de sol, tel que l'horizon structural par exemple, plutôt qu'aux premiers cm sous la surface. Dans notre étude, ces caractéristiques se rapportent à l'horizon situé en général à 50 cm de profondeur (horizon structural ou éluvial en majorité) et l'extrapolation de ses propriétés à toute la colonne de sol, a conduit à des prévisions satisfaisantes du flux de radon.

S'il est envisageable d'estimer la porosité et la teneur en radium du sol à partir d'informations indirectes ou qualitatives (texture du sol et lithogéochimie) et des données acquises sur le terrain, en revanche, l'humidité du sol est difficile à quantifier à grande échelle pour des raisons techniques, d'autant plus que celle-ci varie dans le temps en fonction des conditions météorologiques. D'autres méthodes de mesures indirectes peuvent alors être examinées, telles que la télédétection hyperfréquences. De nombreuses études ont mis en évidence la possibilité d'utiliser cette approche pour cartographier l'humidité des sols à l'échelle régionale (Bruckler et al., 1988 ; Ulaby et al., 1996 ; Boisvert et al., 1996, 1997). Néanmoins, la technologie actuelle ne permet d'estimer l'humidité du sol que sur les 10 premiers cm sous la surface, et pendant une période où la couverture végétale est peu dense et l'humidité la plus élevée. Par exemple, Cognard et al. (1996) ont utilisé la télédétection électromagnétique et spatiale pour estimer l'état hydrique des sols sur plusieurs bassins versants situés sur une zone de Bretagne. Leurs résultats indiquent qu'il existe une bonne corrélation entre les données radar et les mesures d'humidité du sol en surface (0-5 cm), pendant l'hiver et le début du printemps, qui permet de quantifier l'humidité des sols et de rendre compte de sa variabilité temporelle et spatiale à l'échelle du bassin versant (10-20 km). De plus, afin d'extrapoler l'état hydrique du sol estimé en surface à la totalité du profil, ou tout du moins à la zone racinaire, des modèles hydrologiques ou de régression ont été développés et combinés à la télédétection (Arya et al., 1983 ; Ragab, 1995). Toutefois, il apparaît que l'applicabilité de tels modèles est, soit limitée à une région spécifique ou à des conditions météorologiques données, soit fonction de l'occupation du sol ou de la densité de la couverture végétale. Dans le cadre de notre étude, l'idéal serait de pouvoir estimer un potentiel d'exhalation du radon des sols en

s'affranchissant de la variabilité de ce paramètre hydrique, en utilisant, par exemple, une valeur moyenne d'humidité des sols pendant la période estivale, lorsque l'exhalation du radon est optimale. Dans ce contexte, les informations pédologiques nécessaires à l'application de notre méthodologie pourrait se limiter à une des données directes ou indirectes (densité apparente du sol, texture) permettant de caractériser la porosité du sol et son état hydrique (saturation en eau).

Néanmoins, à l'avenir, il serait intéressant de tester une méthode statistique sur les données acquises dans le cadre de ce programme, mais qui reposerait sur les outils géostatistiques plutôt que sur l'analyse par régression multiple, utilisée d'ordinaire, afin de déceler les corrélations spatiales entre les différentes variables étudiées. L'efficacité de chacune des deux méthodes, ainsi que les difficultés de leur mise en œuvre et donc leur applicabilité, resteraient alors à comparer.

Toutefois, l'exhalation du radon est largement sous-estimée (de plus de 70 %) par *TRACHGEO* en certains points situés à proximité de failles. Or, ces fractures pourraient constituer des drains privilégiés pour le transport du radon par convection et/ou advection et, ainsi, induire des niveaux de flux plus élevés à la surface du sol. Ce phénomène n'est, en effet, pas pris en compte dans notre outil quantitatif, qui modélise la migration du radon uniquement par diffusion.

CHAPITRE 5

PERSPECTIVES DE MISE EN ŒUVRE DE LA METHODOLOGIE PROPOSEE EN TANT QU'UN OUTIL CARTOGRAPHIQUE PREDICTIF DES ZONES A FORT POTENTIEL RADON EN FRANCE

Dans ce dernier chapitre, nous examinons les résultats obtenus par la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse, dans la perspective de son application en tant qu'outil cartographique prédictif des zones à fort potentiel d'exhalation du radon.

Ce chapitre donne également quelques pistes en vue de l'amélioration de l'approche proposée à ce jour.

Table des matières

CHAPITRE 5 : PERSPECTIVES DE MISE EN OEUVRE DE LA METHODOLOGIE PROPOSEE EN TANT QU'OUTIL CARTOGRAPHIQUE PREDICTIF DES ZONES A FORT POTENTIEL RADON EN FRANCE	201
I. Projet d'application de la méthodologie en tant qu'outil cartographique prédictif du potentiel d'exhalation du radon à la surface des sols.	203
I.1. Définition de classes de potentiel d'exhalation du radon.	203
I.2. Exemple d'application de cette démarche sur le transect breton.	205
II. Perspectives d'amélioration de la méthodologie proposée à ce jour.	208
II.1. Des paramètres géologiques supplémentaires à prendre en compte ?.....	208
II.2. Quelle est l'importance de l'effet des caractéristiques des bâtiments sur le potentiel radon dans l'habitat et comment les intégrer dans la cartographie prédictive ?.....	212

I. *Projet d'application de la méthodologie en tant qu'outil cartographique prédictif du potentiel d'exhalation du radon à la surface des sols.*

I.1. Définition de classes de potentiel d'exhalation du radon.

La démarche que nous proposons permet d'estimer le flux de radon à la surface des sols. A partir de ces estimations, il devient possible d'attribuer à une entité cartographique, définie par sa lithogéochimie et les propriétés de la couverture de sol sus-jacente, un niveau de potentiel d'exhalation, numérique ou non. A chaque classe correspond alors une gamme de variation du flux de radon. L'analyse cartographique s'articule comme suit :

i) Etude *lithogéochimique* : 1^{ère} zonation du potentiel d'exhalation du radon.

↳ attribution d'une gamme de teneurs moyennes en uranium aux formations géologiques cartographiées au 1/50 000 et définition des lithogéochimies ;

↳ classification des lithogéochimies en fonction de leur potentiel d'exhalation du radon en A, B, C ...

Ces classes, déduites de la confrontation de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés, peuvent être définies de la manière suivante :

- la *classe A* est dite à faible potentiel radon : elle correspond aux formations peu uranifères dont la teneur moyenne par massif en U ne dépasse pas 4,5 ppm ; les flux de radon mesurés sur ces lithologies sont globalement (99 %) inférieurs à $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et la concentration en radon mesurée dans l'habitat est inférieure à 400 Bq.m^{-3} ;
- la *classe B* peut être considérée comme présentant un potentiel moyen : elle est constituée des lithologies dont la teneur moyenne en U peut atteindre 8,5 ppm ; comme pour la classe A, les flux mesurés sont très majoritairement (99 %) inférieurs à $100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, toutefois, elle peut en être différenciée du fait que certaines des concentrations en radon mesurées dans l'habitat (< 10 %) sont comprises entre 400 et 1000 Bq.m^{-3} ;
- la *classe C* correspond à un fort potentiel radon : elle comprend les lithologies dont la teneur moyenne en U peut atteindre 21 ppm ; 30 % des flux sont $\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, 30 % des concentrations en radon domestiques sont $\geq 400 \text{ Bq.m}^{-3}$ et environ 15 %

d'entre elles sont $\geq 1000 \text{ Bq.m}^{-3}$.

Cette classification est résumée dans le tableau 5-1.

Tableau 5-1. Classification du potentiel d'exhalation du radon à partir de la lithogéochimie.

	Classe A	Classe B	Classe C
Teneur moyenne en U par massif (ppm)	≤ 4.5	≤ 8.5	≤ 21
Flux $\geq 100 \text{ mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$	1 %	1 %	30 %
Concentration en Rn dans l'habitat $\geq 400 \text{ Bq.m}^{-3}$	–	$< 10 \%$	30 %
Concentration en Rn dans l'habitat $\geq 1000 \text{ Bq.m}^{-3}$	–	–	15 %

ii) Prise en compte de **l'hétérogénéité des sols** : 2nde étape de classification du potentiel d'exhalation du radon qui permet d'améliorer la résolution cartographique de la première zonation « lithogéochimique ».

↳ définition de classes (1, 2, 3 ...) du potentiel à partir des estimations quantitatives du flux de radon en surface par *TRACHGEO*, tenant compte à la fois de la lithogéochimie et des caractéristiques physiques et chimiques du sol. La définition des classes est indiquée dans le tableau 5-2.

Sur les deux transects étudiés, l'identification des zones de classe 3 permet de dépister 80 % des maisons caractérisées par une concentration en radon supérieure à 400 Bq.m^{-3} .

Tableau 5-2. Classification du potentiel d'exhalation du radon reposant sur la lithogéochimie et les propriétés des sols.

	Classe 1	Classe 2	Classe 3
Flux de radon à la surface du sol ($\text{mBq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)	< 50	< 100	≥ 100

Au vu des résultats satisfaisants fournis par l'approche développée dans ce travail, il est possible d'envisager, à partir de cette méthodologie, l'élaboration d'un modèle cartographique prédictif du potentiel d'exhalation du radon intégré dans un système d'information géographique. Ce modèle inclurait l'ensemble des processus impliqués dans les différentes phases de traitement et d'analyse des données géologiques et pédologiques, débouchant sur une représentation cartographique finale des résultats, sous forme de cartes du potentiel d'exhalation du radon. L'outil doit cependant reposer sur une démarche standardisée, afin que les résultats soient comparables d'une zone à l'autre, et applicable à toute zone géographique, quelles que soient la nature et la forme des données intégrées et la disponibilité de celles-ci. Les étapes de traitement et d'analyse cartographiques sont à définir en fonction des informations géologiques et pédologiques

disponibles.

L'analyse lithogéochimique s'avère réalisable sur l'ensemble du territoire car le Programme de Cartographie Géologique de la France au 1/50 000 géré par le BRGM, a conduit à une couverture nationale quasi totale. L'information géochimique peut être tirée des notices de cartes, de publications ou de la compilation effectuée dans ce travail.

En revanche, il existe une grande disparité dans la couverture nationale des données pédologiques, dans le détail de ces informations et la densité de celles-ci. Ces données sont à rechercher essentiellement au niveau des études cartographiques menées par l'INRA, ou encore dans les documents émis par les Chambres d'Agriculture ou les travaux universitaires. De plus, ces informations peuvent se présenter globalement sous deux formes :

- soit il s'agit d'informations ponctuelles obtenues par sondages pédologiques et/ou analyses d'échantillons de sols en laboratoire ;

- soit les données peuvent être rattachées à une unité de sol définie selon l'échelle de précision des levés cartographiques en question (échelle du 1/50 000, voire du 1/10 000, du 1/100 000 ou du 1/250 000) et sont, dans ce cas, généralisables à l'ensemble de cette unité.

Ainsi, le potentiel radon estimé à partir des caractéristiques du sous-sol et du sol, lorsque ces dernières sont disponibles, pourra être affecté soit à une entité ponctuelle, soit à une entité polygonale.

I.2. Exemple d'application de cette démarche sur le transect breton.

A titre d'illustration, nous avons appliqué cette démarche au transect breton sur la figure 5-1. Si l'analyse se limite à la première zonation reposant uniquement sur les variations lithogéochimiques, nous pouvons noter que la classification définie (classes A, B, C) tend à homogénéiser le potentiel et à le surestimer, notamment dans les zones de classe C, considérées comme présentant un fort potentiel. Or, nous avons vu que les mesures effectuées sur les lithologies correspondant à cette classe, indiquent une variabilité spatiale très importante du flux de radon à la surface du sol. En tenant compte cette fois-ci, non seulement de la lithogéochimie, mais aussi des caractéristiques des sols, il est alors possible de rendre compte de ces variations, en établissant une seconde classification plus précise du potentiel de chaque site étudié (classes 1,2,3) : celle-ci conduit à la distinction de zones à faible potentiel d'exhalation, au sein de la classe dite à fort potentiel par la 1^{ère} zonation (classe C). Cette seconde étape d'analyse met bien en évidence l'intérêt de disposer et d'intégrer les paramètres pédologiques afin d'améliorer la résolution cartographique.

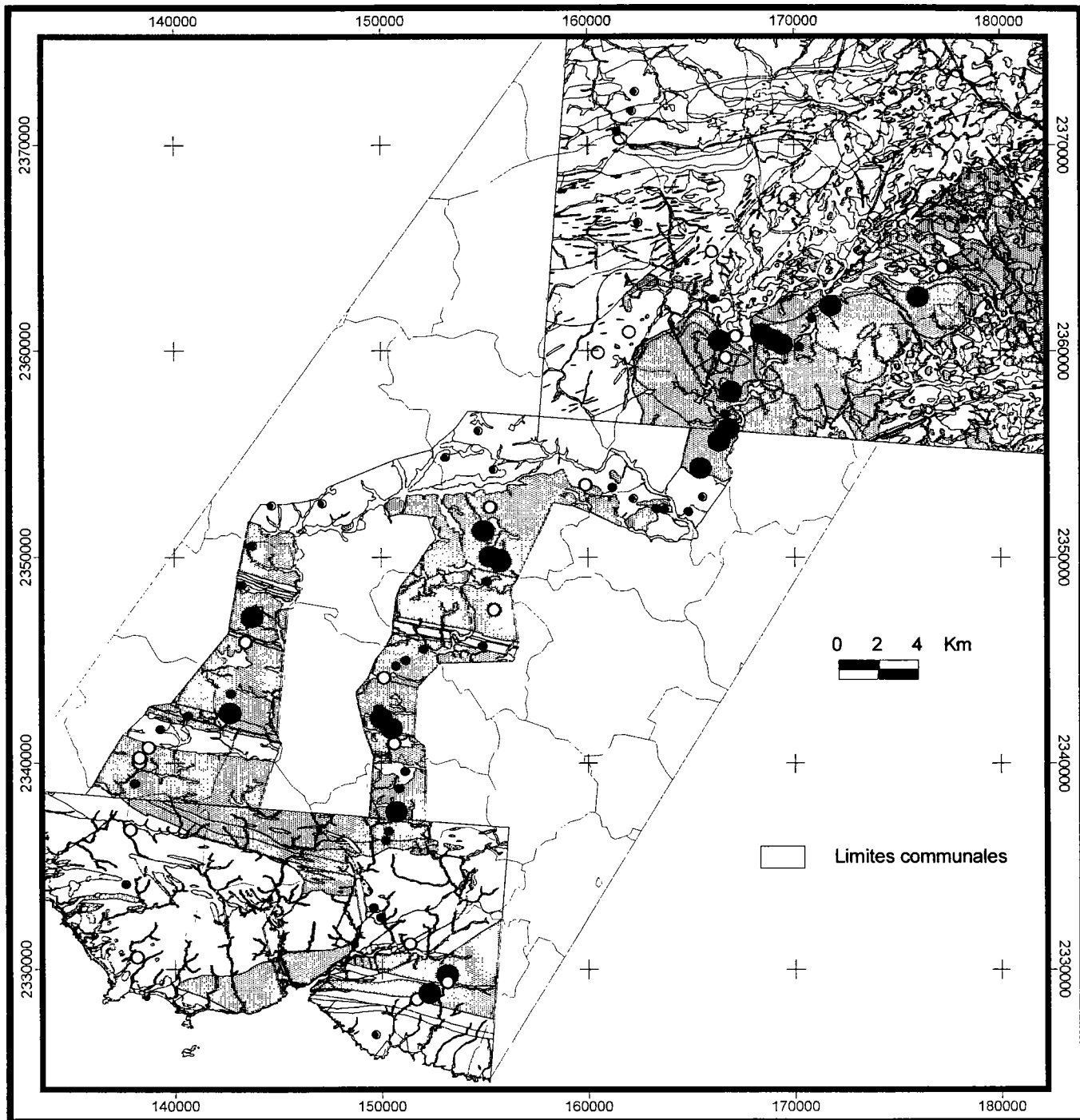


Figure 5-1. Exemple du transect breton : estimation des classes de potentiel d'exhalation du radon à partir de la méthodologie développée.

La première étape d'analyse est déduite de la confrontation de la lithogéochimie et des niveaux de radon mesurés (voir tableau 5-1).

- A** Faible potentiel radon
- B** Potentiel radon moyen
- C** Fort potentiel radon
- Formations géologiques hors transect

Seconde étape d'analyse : potentiel d'exhalation du radon estimé à partir des caractéristiques lithogéochimiques et pédologiques.

- 1 Faible potentiel radon
- 2 Potentiel radon moyen
- 3 Fort potentiel radon

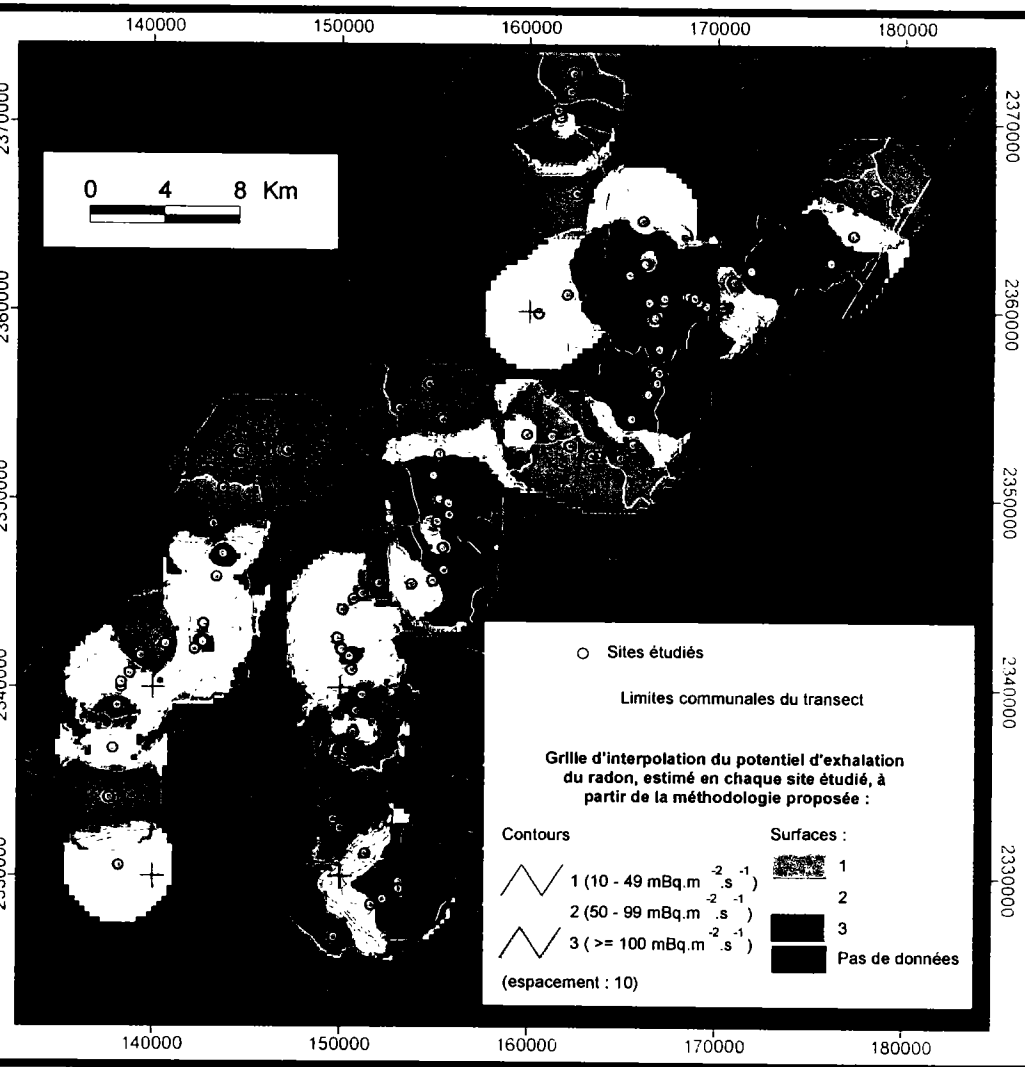


Figure 5-2. Exemple d'interpolation spatiale (par la méthode IDW : Inverse Distance Weighted) du potentiel d'exhalation du radon estimé à partir de la méthodologie développée, en chaque site étudié sur le transect breton.

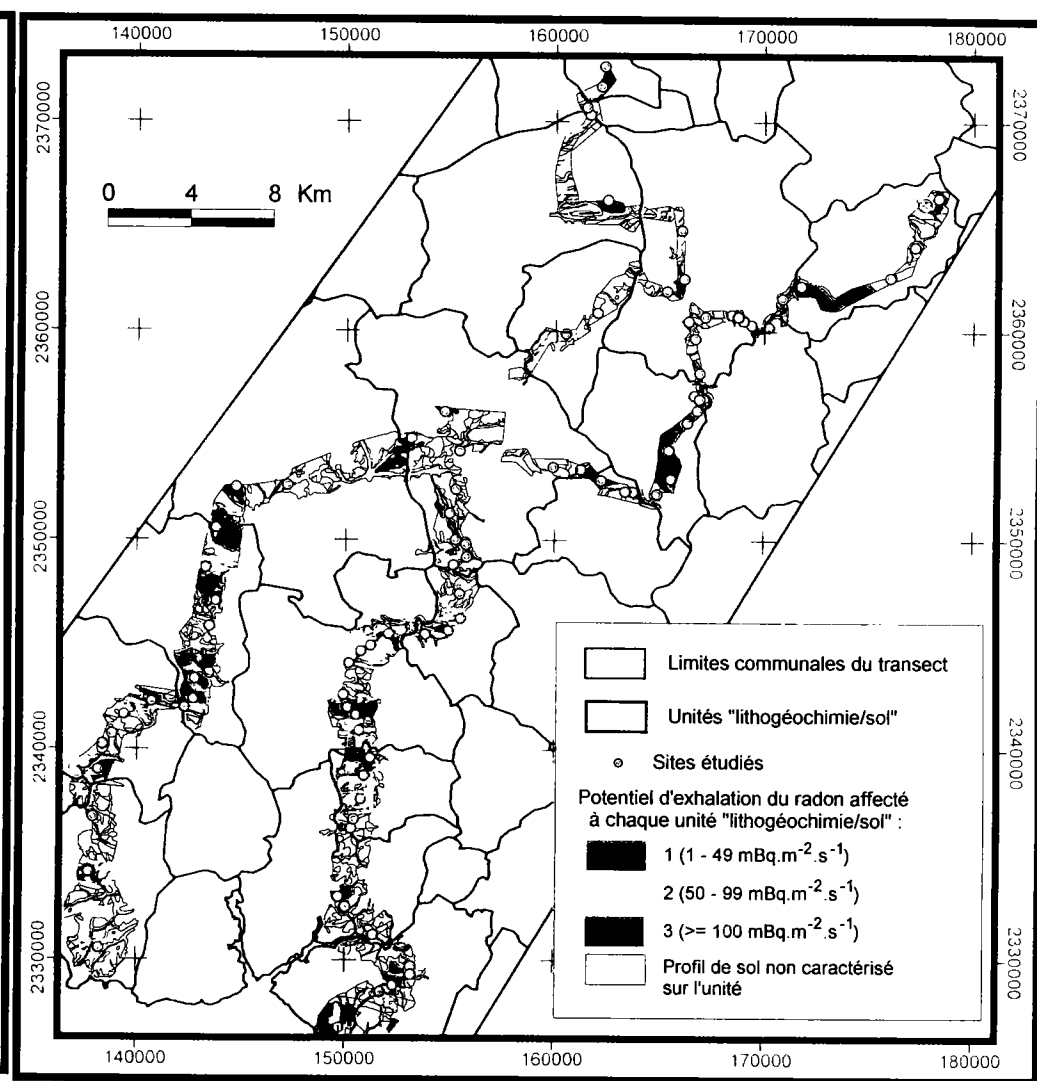


Figure 5-3. Transect breton : extrapolation du potentiel d'exhalation du radon estimé en chaque site étudié à l'unité définie par une lithogéochimie et une couverture de sol (levés au 1/50 000 le long des itinéraires). Le potentiel est estimé à partir de la méthodologie développée dans cette thèse.

Dans cet exemple, le potentiel d'exhalation est initialement affecté à une entité ponctuelle correspondant à chaque site étudié sur le transect. Dans ce cas, une méthode géostatistique d'interpolation cartographique peut être utilisée : la plus courante est le krigeage, qui permet d'estimer une valeur en un point non documenté, à partir des valeurs affectées aux points environnants. Précisons cependant que le résultat obtenu est fortement dépendant du plan de localisation des sites de référence. Un exemple d'interpolation du potentiel estimé sur les sites du transect breton est illustré sur la figure 5-2 : l'interpolation est effectuée sur un disque de 3 km de rayon, centré sur le point de mesure.

En revanche, si les unités de sols sont cartographiées, l'information qualifiant chacun des sites peut être généralisée à une unité de « roche/sol » comme le montre la figure 5-3, pour le transect de Bretagne : le potentiel estimé en chaque point étudié a été attribué à la totalité de l'unité à laquelle il se rattache, définie par sa lithogéochimie et le sol sus-jacent, à partir des levés géologiques et pédologiques au 1/50 000 réalisés. Cette analyse est plus proche des réalités de terrain.

A terme, l'objectif est de dessiner des cartes du potentiel radon, à la lumière des classifications définies précédemment. Il est important de préciser que celles-ci, basées sur les limites naturelles des unités géologiques et pédologiques, sont indépendantes des limites administratives. La résolution de telles cartes sera définie, tout d'abord, par l'existence ou non de données pédologiques, par la répartition spatiale de ces informations, mais aussi par leur forme et leur échelle de représentativité. Ces cartes consultables serviraient de base au pouvoirs publics concernés par la gestion du risque sanitaire lié au radon dans l'habitat. Elles seraient également source d'informations pour la communauté scientifique et le grand public.

II. Perspectives d'amélioration de la méthodologie proposée à ce jour.

L'amélioration de la méthodologie élaborée peut porter sur deux approches : tout d'abord, examiner si d'autres paramètres géologiques sont éventuellement à prendre en compte pour interpréter la variabilité de l'exhalation du radon, et ensuite, étudier l'effet des caractéristiques des bâtiments sur la concentration en radon domestique.

II.1. Des paramètres géologiques supplémentaires à prendre en compte ?

Des informations complémentaires concernant des particularités géologiques locales impliqueraient, certes, un grand nombre de levés et d'analyses supplémentaires, qui ne semblent pas indispensables dans une première étape d'analyse. Néanmoins, si ces informations sont disponibles, il est utile de les considérer et de notifier leur influence possible sur des variations à grande échelle de l'exhalation du radon.

Il s'agit, par exemple, d'*anomalies uranifères* formées par des processus géologiques secondaires, ou dues à des variations de faciès et/ou de chimie au sein des unités géologiques ou à la présence de filons (pegmatitiques, pneumatolytiques), qui échappent à la résolution du 1/50 000.

Il peut s'agir également d'informations concernant l'épaisseur et l'étendue des *formations superficielles d'altération* (arènes granitiques en particulier) à forte perméabilité.

De plus, nous avons vu que la *fracturation* peut être à l'origine de certains flux de radon élevés, non identifiables par l'approche proposée (cf. chapitre 4). Les failles constituent, en effet, des voies favorables aux mouvements de gaz et au transport du radon par advection/convection, phénomène non pris en compte dans la méthodologie développée à ce jour. Le facteur d'amplification de l'exhalation du radon dû aux failles, restant alors à déterminer, pourrait être important dans des régions tectoniquement actives. L'impact de la fracturation sur l'exhalation du radon est d'autant plus important lorsqu'elle affecte une formation géologique riche en uranium, par l'effet combiné d'une source uranifère (et parfois de son enrichissement en U par des processus secondaires) et d'une forte perméabilité. Des concentrations très élevées en radon dans l'habitat, de plusieurs milliers de Bq.m⁻³, ont d'ailleurs été mesurées dans de telles zones, notamment en Bretagne et dans le Limousin. Or, rappelons-le, les granitoïdes varisques ont une origine collisionnelle : ils se sont formés dans un contexte tectoniquement actif dont les témoins structuraux sont conservés. La superposition de la carte lithogéochimique des granitoïdes français et de celle de la fracturation, telle qu'elle est levée sur la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1996), montre effectivement que la plupart des régions granitiques sont affectées par un réseau de failles important (Fig. 5-4).

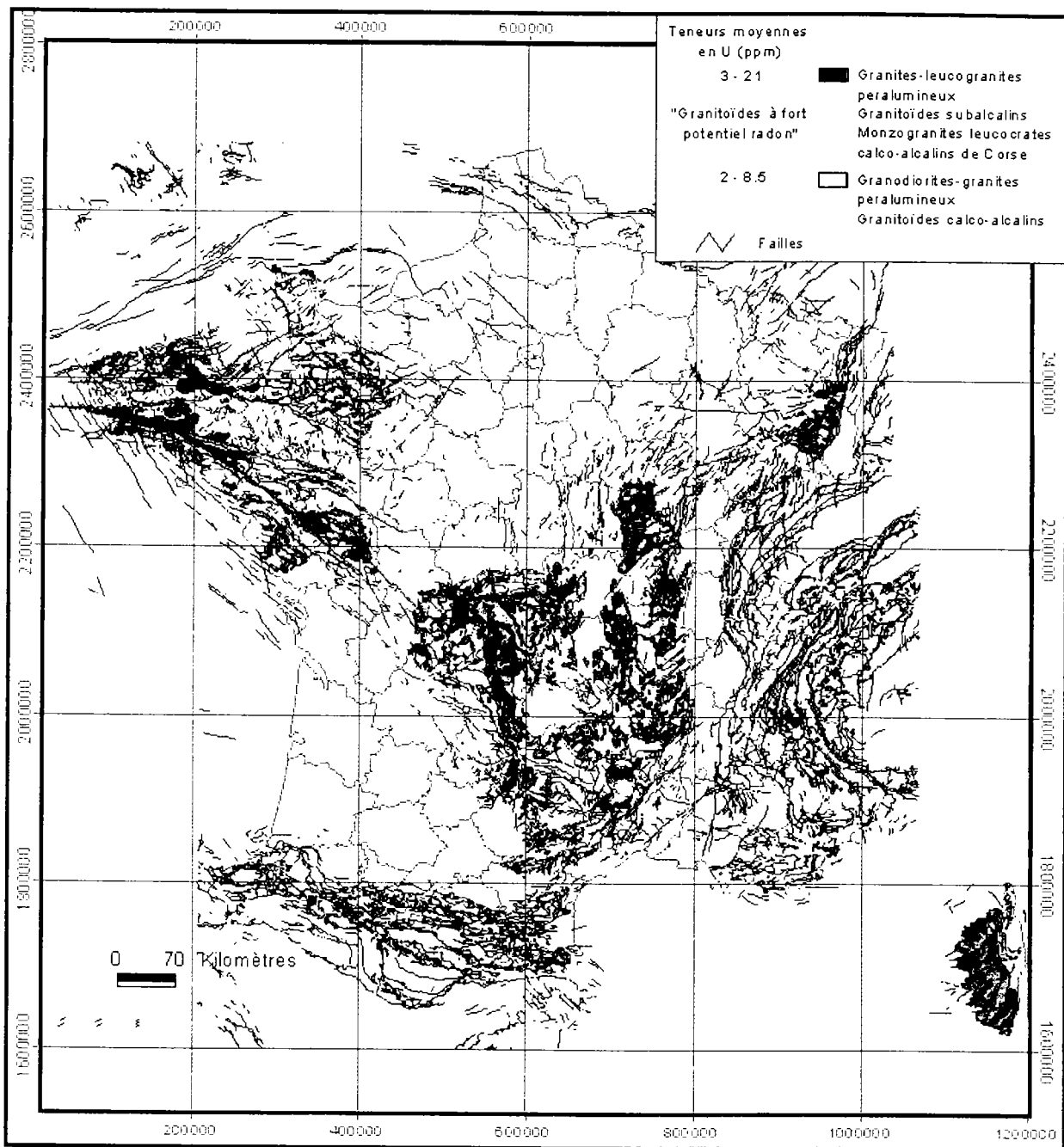


Figure 5-4. Superposition de la carte lithogéochimique des granitoïdes (extrapolation de la classification reposant sur les teneurs en U aux différents massifs, voir chapitre 3) et de la fracturation d'après les levés de la carte géologique de la France au 1/1 000 000.

En outre, si l'on examine l'intensité et la répartition des séismes récents, qui représentent une des manifestations de l'activité néotectonique d'une région, on peut noter que la sismicité du Massif armoricain est modérée et que les épencentres montrent une répartition plutôt diffuse (Fig. 5-5). Elle semble plus importante dans la partie méridionale où quelques séismes de magnitude 4 à 5 ont été enregistrés. La répartition des épencentres souligne le rôle possible des accidents majeurs anciens qui affectent le socle, à savoir les grandes failles de la zone de cisaillement sud-armoricaine et le

cisaillement nord-armoricain pour l'essentiel.

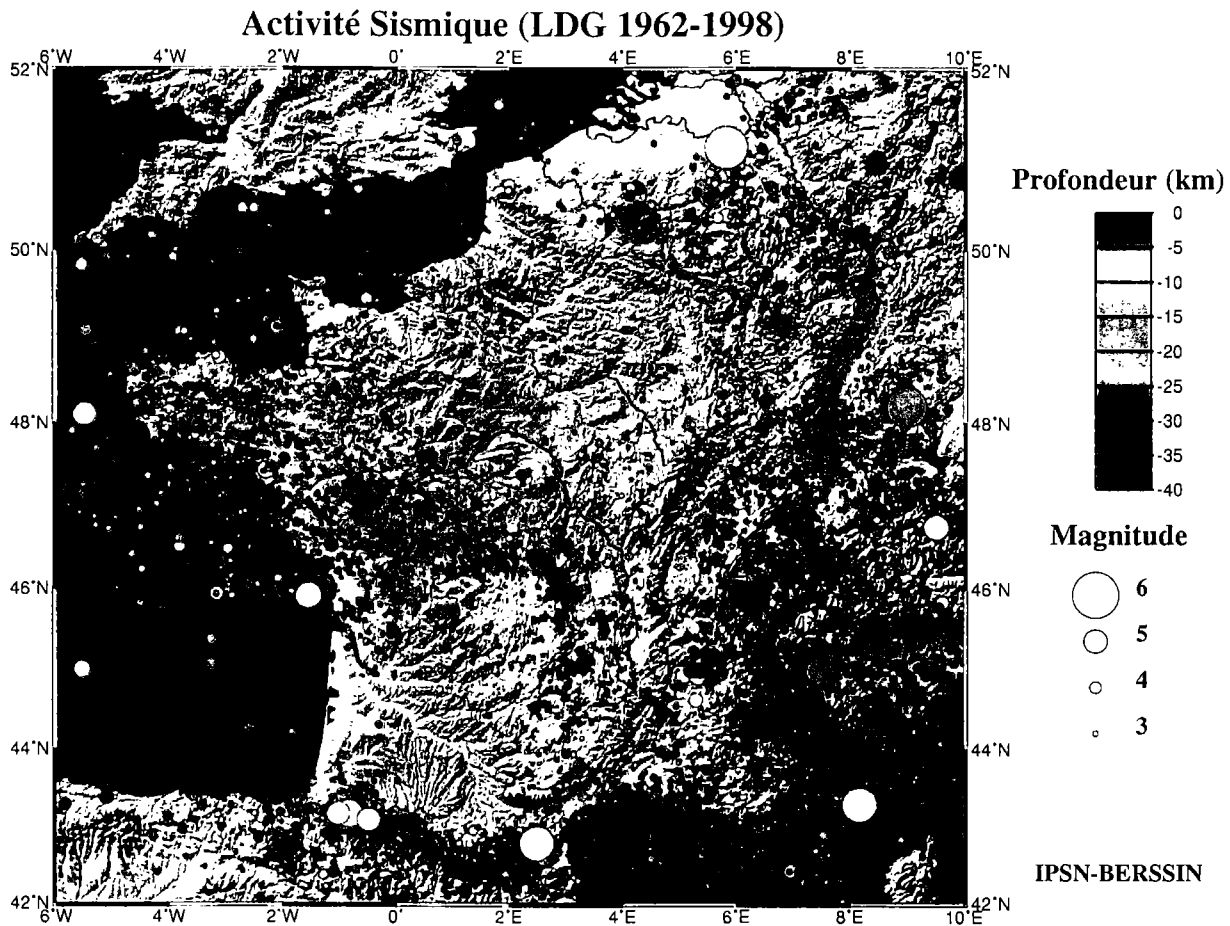


Figure 5-5. Carte de la sismicité instrumentale de la France de 1962 à nos jours. Source : IPSN-DPRE/SERGD/BERSSIN.

Le Massif Armoricain, qui constitue un socle stable loin des marges actives, est donc néanmoins affecté par des mouvements récents. Dans le Massif Central, les indices de mouvements actuels sont concentrés au niveau de la Limagne et dans les Vosges, au sud du fossé rhénan. Par ailleurs, l'impact de la fracturation sur l'exhalation du radon pourrait s'avérer important dans les zones sismiquement les plus actives (fossé rhénan, Alpes, Pyrénées), même si les lithogéochimies observées sont en majorité peu uranifères.

De plus, les études de Hakl et al. (1991) et de Gundersen et al. (1992) ont montré que les terrains karstiques constituent un terrain perméable favorable au transport du gaz par advection/convection et/ou à l'accumulation de matériel détritique riche en minéraux uranifères (Pane et al., 1995). Ainsi, ces terrains, observés en particulier dans le Sud-Est ou le Nord de la France, pourraient présenter un fort potentiel d'exhalation, alors que les carbonates dans lesquels ils

se forment sont, en général, très peu uranifères.

Il est important de souligner que les particularités géologiques locales citées précédemment sont, en revanche, à considérer systématiquement en complément de l'analyse lithogéochimique, dans le cadre d'une étude nécessitant une plus grande résolution cartographique, par exemple pour une expertise de site dans un bâtiment existant, ou en vue d'une construction future.

II.2. Quelle est l'importance de l'effet des caractéristiques des bâtiments sur le potentiel radon dans l'habitat et comment les intégrer dans la cartographie prédictive ?

L'approche développée et validée dans ce travail de recherche avait pour objectif d'estimer et de cartographier le potentiel d'exhalation du radon à la surface du sol, dans l'atmosphère extérieure, à partir des contextes géologique et pédologique locaux. Celle-ci n'a pas tenu compte des paramètres inhérents à l'habitat. Or, les résultats obtenus ont montré, dans la majorité des cas, une bonne correspondance entre la carte prévisionnelle de l'exhalation du radon et les variations spatiales des concentrations en radon mesurées dans l'habitat. Certains cas particuliers, observés sur le transect breton, ont néanmoins révélé l'existence de maisons présentant des concentrations en radon supérieures à 1000 Bq.m^{-3} , alors que les flux de radon mesurés et estimés dans l'atmosphère extérieure y sont faibles (chapitre 4, zone dite C). Ces habitations se situent, certes, sur une lithogéochimie uranifère (granite d'Ergué) et une faille est observée à proximité de l'une d'entre elles. D'après les informations recueillies, leur point commun se rapporte à leur matériaux de construction : celles-ci ont effectivement été construites au début du siècle, en « pierres », probablement d'origine locale et donc granitiques. Leurs caractéristiques (matériaux de construction, degré de confinement etc.), ainsi que le mode de vie des occupants, sont vraisemblablement à examiner plus précisément. Mis à part ces cas particuliers, il apparaît que, globalement, l'effet lié aux caractéristiques des bâtiments représente un facteur secondaire par rapport à la source du radon dans l'habitat, contrôlée par les paramètres lithogéochimiques et pédologiques.

L'intégration de l'« effet maison » dans le cadre du projet de cartographie prédictive du potentiel radon en France reste toutefois à étudier. Au cours de la campagne nationale de mesure de la concentration en radon domestique (IPSN-DGS), des questionnaires sont fournis aux occupants et contiennent des informations sur l'architecture, les matériaux de construction, l'âge de construction etc. Mais ces informations demeurant très succinctes et généralement d'ordre qualitatif, le moyen de les intégrer dans l'approche développée à ce jour reste à examiner.

Conclusion générale

Ce travail avait pour objectif d'élaborer une méthodologie permettant d'estimer le potentiel d'exhalation du radon à la surface du sol. L'approche proposée repose, d'une part, sur une étude lithogéochimique basée sur la distribution et l'abondance de l'uranium dans les formations géologiques et d'autre part, sur la quantification de certaines propriétés physiques et chimiques des sols. C'est à partir de cette connaissance des caractéristiques géologiques et pédologiques de la zone étudiée que sont définis les paramètres d'entrée du code de calcul *TRACHGEO*, qui quantifie les flux de radon attendus à la surface des sols.

Cette méthodologie a pu être validée sur les zones d'étude sélectionnées, situées en Bretagne et dans l'Hérault, qui présentent un potentiel source du radon fortement hétérogène et représentatif de la variabilité observable en France.

L'originalité de notre approche repose, tout d'abord, sur l'élaboration d'une classification lithogéochimique globale des formations géologiques, en fonction de leurs teneurs en uranium. Celle-ci a constitué une première étape d'analyse indispensable mettant en évidence l'influence primordiale de la teneur en uranium du sous-sol sur l'exhalation du radon. Nos résultats ont, en effet, permis de corréler les lithogéochimies définies, à une gamme de valeurs du flux de radon à la surface du sol. Ainsi, les lithologies sur lesquelles ont été mesurés les niveaux de flux les plus élevés ($\geq 100 \text{ mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) présentent une teneur moyenne en uranium pouvant dépasser 8 ppm environ. Il est important de souligner que les habitations, où des concentrations en radon supérieures à $1000 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ ont été mesurées, se situent également sur ces lithogéochimies. Dans notre étude, ces dernières sont observées sur le transect breton et correspondent à des granites-leucogranites peralumineux ou à des métagranitoïdes uranifères. D'autres granitoïdes peuvent aussi présenter des teneurs en uranium du même ordre et donc induire des niveaux de radon élevés : il s'agit notamment des granitoïdes subalcalins, observés localement dans le Massif armoricain, en Corse, dans le Nord-Est du Massif central et plus rarement dans les Alpes, ainsi qu'un cas particulier de granitoïdes calco-alcalins, les leucomonzogranites, présents en Corse. Les granitoïdes de type granites-leucogranites peralumineux sont observés localement dans le Massif armoricain, le Massif central, les Vosges et plus rarement dans les Pyrénées orientales. Il faut noter également que

des métagranitoïdes (orthogneiss) de même affinité chimique que ces granitoïdes uranifères et qui couvrent une part importante du territoire, ou encore tout autre formation d'origine non granitique, pouvant présenter localement et anormalement des teneurs moyennes en uranium supérieures à 8 ppm environ, sont susceptibles d'induire des taux d'exhalation du radon élevés. Leur identification nécessite une étude géochimique précise de chaque massif. En outre, la précision de l'information géologique apportée par les levés cartographiques au 1/50 000 est nécessaire pour une analyse lithogéochimique suffisamment fine et conforme à la résolution spatiale utile dans le cadre de la cartographie du potentiel radon. Il est toutefois possible d'envisager une extrapolation des résultats à plus petite échelle, mais en toute connaissance de causes et en gardant une analyse critique de celle-ci.

Par ailleurs, nos mesures du flux de radon ont révélé une forte variabilité spatiale sur les lithologies uranifères. La première zonation du potentiel d'exhalation du radon, déterminée à partir de l'étude lithogéochimique, sur-estime donc parfois ce potentiel. Les tests de l'outil *TRACHGEO*, qui quantifie le flux de radon en surface à partir des propriétés chimiques et physiques, non seulement de la roche, mais également du sol, ont montré la nécessité de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques pédologiques (humidité et porosité en particulier) pour optimiser la résolution cartographique. La seconde zonation, plus fine, déduites des prévisions de *TRACHGEO* a permis d'expliquer la variabilité de l'exhalation du radon observée sur une même lithogéochimie et de distinguer des zones à plus fort potentiel d'exhalation, de quelques kilomètres carrés. Ainsi, l'originalité de nos résultats, par rapport aux études existantes, est également marquée par la validation d'un outil quantitatif dans le cadre de la cartographie radon. Par ailleurs, d'après les données expérimentales disponibles sur les transects étudiés, la carte prédictive de l'aléa radon ainsi obtenue correspond, en général, à la carte de zonation du risque : les concentrations en radon domestiques supérieures aux valeurs d'intérêt (400 et 1000 Bq.m⁻³) ont été quasi exclusivement mesurées dans les zones prédites à fort potentiel d'exhalation.

De plus, les prévisions du flux de radon à la surface du sol sont en très grande majorité en accord avec les observations de terrain et ont pu identifier la quasi totalité des sites présentant un potentiel d'exhalation du radon élevé. Toutefois, dans certains cas, nos prévisions sous-estiment largement l'exhalation du radon, notamment dans des zones faillées, suggérant que des anomalies de flux peuvent être dues à des accidents structuraux. Le facteur d'amplification du potentiel d'exhalation induit par la fracturation reste alors à étudier, afin d'améliorer la méthodologie développée à ce jour, qui ne tient pas compte de ce phénomène. L'existence d'autres particularités

géologiques, notamment des anomalies uranifères engendrées par des processus secondaires, des variations de faciès ou des teneurs en matière organique élevées, ne sont pas à exclure pour interpréter certaines variations spatiales du flux de radon à plus grande échelle. Les environnements karstiques constituent également des milieux potentiellement à l'origine de niveaux de radon élevés du fait de leur forte perméabilité.

Ces résultats encouragent le développement d'un outil cartographique prédictif des zones à fort potentiel d'exhalation du radon, à partir de la méthodologie proposée. Il est, en effet, possible de définir un certain nombre de classes de potentiel d'exhalation reposant, soit sur l'analyse lithogéochimique, soit sur les estimations de *TRACHGEO* intégrant également l'hétérogénéité des propriétés des sols, tel que nous l'avons expérimenté sur le transect breton. La précision cartographique des prévisions reste toutefois à définir en fonction de l'existence, de la répartition spatiale et de la disponibilité des données géologiques et pédologiques sur le territoire français. La perspective d'un tel travail est de mettre à disposition des cartes de potentiel d'exhalation du radon qui serviraient de guide aux pouvoirs publics, afin d'optimiser l'efficacité de l'effort de mesurage des niveaux de radon dans les bâtiments existants, d'améliorer l'identification des populations les plus exposées et, éventuellement, d'envisager des mesures de prévention pour l'habitat futur, dans les zones prioritaires.

Références bibliographiques

- AFES (Association Française pour l'Etude du Sol), 1995. *Référentiel Pédologique*, INRA, Paris, 332 p.
- AFNOR (Association française de normalisation), NF M60-763, 1998. « Energie nucléaire. Mesure de la radioactivité dans l'environnement-Air. Le Radon 222 et ses descendants à vie courte dans l'environnement atmosphérique : leurs origines et méthodes de mesures ».
- AFNOR (Association française de normalisation), NF M60-766, 1999. « Energie nucléaire. Mesures de la radioactivité dans l'environnement-Air. Le Radon 222 : méthodes de mesure intégrée de l'activité volumique moyenne du radon, dans l'environnement atmosphérique, avec un prélèvement passif et une analyse en différé. »
- AFNOR (Association française de normalisation), NF M60-001. « Vocabulaire de l'énergie nucléaire ».
- AFNOR (Association française de normalisation), XP X 07-020. « Normes fondamentales – Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure ».
- Åkerblom, G.V. et Wilson, C., 1981. Radon gas. A radiation hazard from radioactive bedrock and building materials : *Internat. Assoc. Engineering Geology Bulletin*, 23 : 51-61.
- Åkerblom, G., 1993. Ground radon - monitoring procedures in Sweden. In : *Workshop on Geology Environment Techniques* (London : J.A.G).
- Alabouvette, B., Aubague, M., Bambier, A., Feist, R. et Paloc, H., 1982. Notice explicative, carte géologique, France (1/50 000), feuille de Lodève (989). Orléans : BRGM, 51 p. Carte géologique par Arthaud, F., Feist, R., Médioni, R., Brousse, R. et Alabouvette, B.
- Alabouvette, B., Arrondeau, J.P., Aubague, M., Bodeur, Y., Dubois, P., Mattei, J., Paloc, H. et Rançon, J.Ph., 1988. Notice explicative, carte géologique, France (1/50 000), feuille du Caylar (962). Orléans : BRGM, 63 p. Carte géologique par Bodeur, Y., Alabouvette, B., Mattei, J., Lopez, M., Rançon, J.-Ph. et Paloc, H.
- Andrews, J.N., Hussain, N., Batchelor, A.S., Kwakwa, K., 1986. ²²²Rn solution by the circulating fluids in a « hot dry rock » geothermal reservoir. *Applied Geochemistry*, 1 : 647-657.
- Andru, J., 1998. La pratique des méthodes de détection du radon par les plastiques détecteurs de traces nucléaires. *Radioprotection*, 33(4) : 501-513.
- Apte, M.G., Price, P.N., Nero, A.V., Revzan, K.L., 1999. Predicting New Hampshire indoor radon concentrations from geologic information and other covariates. *Environmental Geology*, 37(3) : 181-194.
- Arya, L.M., Richter, J.C. et Paris, J.F., 1983. Estimating profile water storage from surface zone soil moisture measurements under bare field conditions. *Water Resources Research*, 19 : 403-412.
- Autran, A. et Lameyre, J., 1980. Les granitoïdes de France : B.R.G.M., Mém. 107, p. 51-97, [Internat. Geol. Cong., 26th, Paris, 1980, Proc. Colloquium C7, p. 51-97].
- Autran, A. et Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France, et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In : J. Cogné et M. Slansky (éds) : « Géologie de l'Europe », 26^e congr. géol. intern., coll. C6 (Paris, 1980). Mém. BRGM, 108, p. 90-111.
- Baize, D. et Girard, M.C., 1995. « Référentiel Pédologique 1995 ». INRA Editions, Versailles, 332 p.
- Ball, T.K., Cameron, D.G., Colman, T.B., 1992. Aspects of radon potential mapping in Britain. *Radiation Protection Dosimetry*, 45 : 211-214.
- Ball, T.K. et Miles, J.C.H., 1993. Geological and geochemical factors affecting the radon concentration in homes in Cornwall and Devon UK. *Environ. Geochem. Health*, 15 : 27-36.
- Barnet, I., 1990. Radon risk mapping of the czech republic - results. *Geological Survey, Prague*.
- Barthès, J.P., Bornand, M., Bonfils, P. et Falipou, P., 1999. Carte des pédopaysages de la région Languedoc-Roussillon, département de l'Hérault, au 1/250 000. INRA-ENSA, Science du Sol, Montpellier.
- Baubron, J.C., Allard, P., Sabroux J.C. et al., 1991. Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journ. Geol. Soc. London*, 148 : 571-576.
- Baubron, J.C., Baxter, P.J. et Coutinho, R., 1995. Gas hazard in dwellings, city of Furnas, Sao Miguel, Açores, Map. Scale 1/20 000. EEC-CEC DGXII.ENV.PROG. BRGM Ed.
- Baver, L.D., Gardner, W.H. et Gardner, W.R., 1972. *Soil Physics* (New York : John Wiley and sons).
- Baxter, P.J., Todesco, D., Miele, G., Baubron, J.C. et Cliff, K., 1990. Health hazard of volcanic gases. *The Lancet*, p. 176.
- Baxter, J.B., Baubron, J.C. et Coutinho, R., 1999. Health hazards and disaster potentiel of ground gas emissions at Furnas volcano, Sao Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 92 : 95-106.
- Béchenec, F., Guennoc, P., Guerrot, C., Lebret, P. et Thiéblemont, D., 1996. Notice explicative, carte géologique, France (1/50 000), feuille de Concarneau (382). Orléans : BRGM, 129 p. Carte géologique par Béchenec, F., Guennoc, P., Delanoë, Y., Lebret, P., Hallégouët, B. et Le Meur, S.
- Beletsev, Y.N., 1980. Endogenic uranium deposits of Precambrian shields : environment of formation, *in*: Albitized uranium deposits, six articles translated from russian literature, US-DOE, GJBX-193(80) : 55-80.
- Beneito, A., Haristoy, D. et Thoreux, A., 1999. Campagnes de mesures de la radioactivité naturelle à Quimper sur le Mont Frugy, du 20 au 21 septembre et le 24 novembre 1999. Rapport IPSN-DPRE/SERGD/LEIRPA 99/46.
- Berger, G., Feist, R. et Freytet, P., 1981. Notice explicative, carte géologique, France (1/50 000), feuille de Pézenas (1015). Orléans : BRGM, 42 p. Carte géologique par Feist, R., Berger, G. et Freytet, P.

- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S.M.F. et Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : Contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source, rocks characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74 : 235-250.
- Bhatia, M.R. et Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 181-193.
- Boisvert, J.B., Crevier, Y. et Pultz, T.J., 1996. Estimation régionale de l'humidité du sol par télédétection. *Canadian Journal of Soil Science*, 76 : 325-334.
- Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H.J., Chanzy, A., Major, D.J., Brisco, B. et Brown, R.J., 1997. Effect of surface soil moisture on modelling radar backscattering from bare fields. *International Journal of Remote Sensing*, 18 : 153-170.
- Bonfils, P., 1978. Etude préalable à la restructuration du vignoble et des collines du Salagou et du Lodévois. INRA, Montpellier.
- Bonfils, P., 1993. Carte pédologique de Lodève (1/100 000). INRA Editions.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Truffert, C. et Asfirane, F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain. Rap. BRGM R 40471, 75 p., 13 fig., 12 tabl., 2 ann.
- Borak, T.B., Ward, D.C. et Gadd, M.S., 1992. Characterization of ^{222}Rn entry into a basement structure surrounded by low permeability soil ; *in* The 1992 International Symposium on Radon and Radon Reduction Technology, Minneapolis, Minnesota, September 22-25, 1992: U.S. Environmental Protection Agency, Preprints, v.2, n° VI-1, 20p.
- Bos, P., Castaing, C., Clément, J.P., Chantraine, J. et Lemeille, F., 1997. Notice explicative, carte géologique, France (1/50 000), feuille de Rostrenen (312). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Bos, P., Clément, J.P., Castaing, C., Cassard, D. et Martin, P.
- Bossus, D.A.W., 1984. Emanating power and specific surface area. *Radiation Protection Dosimetry*, 7 (1-4) : 73-76.
- Bowles, C.G. et Reimer, G.M., 1991. Short-term fluctuations in barometric pressure, soil-gas radon and gamma radiation : U. S. Geological Survey Open-File Report 91-641, 7 p.
- Boyle, R.W., 1982a. Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits, Elsevier-Scientific Publ. Co., Amsterdam-Oxford-New York, 498 p.
- Boyle, D.R., 1982b. The formation of basal-type uranium deposits in south central British Columbia, *Econ. Geol.*, 77 : 1176-1209.
- Bruckler, L., Witono, H. et Stengel, P., 1988. Near surface soil moisture estimation from microwave measurement. *Remote Sensing of Environment*, 26 : 101-121.
- Carte départementale des terres agricoles, Concarneau, 1/50 000, SATEC Développement, SODETEG Télédétection, 1984. Ministère de l'Agriculture, Direction de l'aménagement, Direction départementale de l'agriculture du Finistère ; notice 25 p.
- Carte départementale des terres agricoles, Rosporden, 1/50 000, SATEC Développement, SODETEG Télédétection, 1984. Ministère de l'Agriculture, Direction de l'aménagement, Direction départementale de l'agriculture du Finistère ; notice 24 p.
- Castro Morales, D.A. et Labrecque, J.J., 1999. Determination of radon-222 in a natural thermal water spring shortly before and after the July 9, 1997 earthquake ($M_s = 6.8$) in the State of Sucre, Venezuela. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 242(1) : 115-118.
- CCE, 1990. Recommandation de la Commission 90/143/Euratom du 21 février 1990 relative à la protection de la population contre les dangers résultant de l'exposition au radon à l'intérieur des bâtiments, JOCE n° L80 du 27 mars 1990, p. 26-28.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barféty, J.C., Cecca, F., Clozier, L., Debrand-Passard, S., Dubreuilh, J., Feybesse, J.L., Guennoc, P., Ledru, P., Rossi, Ph. et Ternet, Y., 1996. Carte géologique de la France au millionième, 6^{ème} édition. Orléans : BRGM.
- Chappell, B.W. et White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8 : 173-174.
- Châteauneuf, J.J. et Farjanel, G., 1989. Synthèse géologique des bassins permien français. Mémoire du BRGM, Orléans, 128.
- Choubey V.N., Sharma K.K. et Ramola R.C., 1997. Geology of radon occurrence around Javi in Parvati Valley, Himachal Pradesh, India. *Journal of Environmental Radioactivity*, 34(2) : 139-147.
- Christensen, T., Ehdwall, H. et Strandén, E. (eds.), 1990. Natural Radiation, Nuclear Wastes and Chemical Pollutants. Nordic Liaison Committee for Atomic Energy, Stockholm.
- Ciotoli, G., Guerra, M., Lombardi, S. et Vittori, E., 1998. Soil gas survey for tracing seismogenic faults : A case study in the Fucino basin, Central Italy. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10) : 23781-23794.
- Circulaire conjointe DGS et DGUHC n° 99/46 relative à l'organisation de la gestion du risque lié au radon, 1999.
- Clark, S.P. Jr et al., 1966. Abundances of U, Th, and K, *in* : Handbook of physical constants, Geol. Soc. Amer. Mem. 97 : 521- 541.
- Cocherie, A., 1984. Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du stontium et de l'oxygène). Thèse d'Etat, Université de Rennes I, 246 p. [Doc. BRGM N°. 90, 1985].

- Cognard, A.L., Loumagne, C., Normand M., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D. et Vidal A. (1996). Proceedings of the Second ERS Applications Workshop, London, UK, 6-8 December 1995 (ESA SP-383, February 1996).
- Couturié, J.P., 1977. Le massif granitique de la Margeride (Massif Central français) : Université de Clermont-Ferrand, Géologie Minéralogie, v.62, 319 p.
- Crank, J., 1975. The mathematics of diffusion. 2nd ed. New York: Oxford University Press.
- Cuney, M., Leroy, J. et Pagel, M., 1992. L'uranium. Que sais-je ? Presses Universitaires de France, 1ère édit.
- Dahlkamp, F.J., 1993. Uranium Ore Deposits. Springer-Verlag ed., 442 p.
- Damon, P.E. et Hyde, H.I., 1952. Scintillation Tube for the Measurement of radioactive Gases. The Review of Scientific Instruments, 23 : 766-767.
- Debon, F. et Le Fort, P., 1983. A chemico-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edimburgh Earth. Sci., 73 : 135- 149.
- Demongeot, S., 1997. Recherche des différents paramètres caractérisant le potentiel d'exhalation en radon des sols. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, 253 p.
- DGS99/46, 1999. Circulaire conjointe DGS et DGUHC n° 99/46 relative à l'organisation de la gestion du risque lié au radon.
- Didier, J et Lameyre, J., 1969. Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contrib. Mineral. and Petrol., 24 : 219-238.
- Didier, J., Duthou, J.L. et Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volc. Geotherm. Res., 14 : 125-132.
- Dorémus, P., Quinif, Y., et Charlet, J.M., 1990. Relation radon - géologie régionale : application à l'élaboration de cartes d'émanation radon. Exemple de la carte géologique n° 127 Lens - Soignies (Hainaut - Belgique).
- Douma, S., Dutin, G. et Curmi, P., 1999. Influence de la couverture pédologique sur les modalités d'exhalation du radon : carte pédologique au 1/50 000 des itinéraires de Trévignon et de Beg Moc'h. Rapport du contrat de recherche INRA-IPSN, 10 p.
- Douma, S., Lamandé, M., Dutin, G. et Curmi, P., 1999. Influence de la couverture pédologique sur les modalités d'exhalation du radon : caractérisation pédologique des sites de mesures du taux d'exhalation du radon et typologie des pédopaysages. Rapport du contrat de recherche INRA-IPSN, 65 p.
- Duval, J.S., Otton, J.K. et Jones, W.J., 1988. Radium distribution and radon potential in the Bonneville Power service area: U. S. Geological Survey Open-File Report 89-340, 126 p.
- Dybek, J., 1962. Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans, Clauth Hefte z Lagerstättenkunde und Geochemie mineral Rohstoffe, 1, 162 p.
- EN97C06, 1997. Convention d'aide. Programme Environnement et Santé 97. Mise au point d'une méthodologie permettant l'élaboration d'un outil cartographique prédictif en vue d'identifier les zones à fortes concentrations de radon.
- Ferry, C., 2000. La migration du radon-222 dans un sol. Application aux stockages de résidus issus du traitement des minerais d'uranium. Thèse de doctorat, Université d'Orsay, 173 p.
- Fick, A., 1855. Ueber diffusion. Annln. Phys., 170 : 59-86.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. et Walker, R.M., 1975. Nuclear tracks in solids. University of California Press, Berkeley.
- Fleischer, R.L., 1983. Theory of alpha recoil effects on radon release and isotopic disequilibrium. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47 : 779-784.
- Flügge, S. et Ziemens, K.E., 1939. Die bestimmung von korngrossen und von diffusionkonstanten aus dem emaniervermogen. (Die theorie der emanier methode). Z. Phys. Chem. B42 : 179-220.
- Folkerts, K.H., Keller, G. et Muth, H., 1984. An experimental study on diffusion and exhalation of Rn-222 and Rn-220 from building materials. Radiation Protection Dosimetry, 9 : 27-34.
- Gambard, J.P., Mitton, N. et Pirard, Ph, 2000. Campagne nationale de mesure de l'exposition domestique au radon IPSN-DGS. Bilan et représentation cartographique des mesures au 1^{er} janvier 2000. Note technique SEGR-LEADS-2000-14 IPSN, Fontenay-aux-Roses, France.
- Gascoyne, M., 1992. Geochemistry of the actinides and their daughters in Uranium-series disequilibrium : Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences, M. Ivanivich and R.S. Harmon, 2nd ed., Oxford, p. 34-61.
- Gates, A.E., Gundersen, L.C.S. et Malizzi, L.D., 1990. Comparison of radon in soil over faulted crystalline terranes : Glaciated versus unglaciated. Geophysical Research Letters, 17(6) : 813-816.
- Gates, A.E. et Gundersen, L.C.S, 1992. Sensitivity of soil radon to geology and the distribution of radon and uranium in the Hylas zone area, Virginia. In : Geologic controls on radon, Gates, A.E and Gundersen, L.C.S eds, the Geological Society of America, Inc., 88 p.
- Georget, T., 1986. Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées (granites à deux micas, roches basiques) : exemple des granitoïdes cadomiens et hercyniens du Massif Armoricaïn (France). Thèse de doctorat, Université de Rennes, 176 p.
- Ghose, D., Paul, D. et Sastri, R.C., 1998. Radon geochemical anomaly at Bakreswar thermal springs. Radiation Physics and Chemistry, 51(4-6) : 613-614.
- Gill, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.

- Goodell, P.C., 1985. Classification and model of uranium deposits in volcanic environments. *In* : Uranium deposits in volcanic rocks, IAEA, Vienna, p. 1-16.
- Greeman, D.J. et Rose, A.W., 1996. Factors controlling the emanation of radon and thoron in soils of the eastern U.S.A. *Chemical Geology*, 129 : 1-14.
- Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie Appliquée (GEPPA), 1981. Synthèse des travaux de la commission de « cartographie »; 1970-1981. Doc. Multicopié 20 p.
- Gundersen, L.C.S., Reimer, G.M., Wiggs, C.R., et Rice, C.A., 1988. Map showing radon potential of rocks and soils in Montgomery County, Maryland: U. S. Geological Survey Miscellaneous Field Investigations Map MF-2043.
- Gundersen, L.C.S. et Wanty, R.B., 1991. Field studies of radon in rocks, soils, and water. U.S. Geological Survey Bulletin, 1971. Edited by Linda C. S. Gundersen and Richard B. Wanty.
- Gundersen, L.C.S., 1991. Radon in sheared igneous and metamorphic rocks. *In* : Gundersen, L.C.S. and Wanty, R.B., editors ; Field Studies of Radon in Rocks, Soils, and Water : U.S. Geological Survey Bulletin, 1971, p. 39-50.
- Gundersen, L.C.S., Schumann, R.R., Otton, J.K., Dubiel, R.F., Owen, D.E. et Dickinson, K.A., 1992. Geology of radon in the United States. *In* : Gates, A.E. and Gundersen, L.C.S., eds., *Geologic Controls on Radon* : Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 271.
- Gundersen, L.C.S., 1992. The effects of rock type, grain size, sorting, permeability, and moisture on measurements of radon in soil gas: a comparison of two measurement techniques. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Articles*, 161 : 325-337.
- Gundersen, L.C.S. et Schumann, R.R., 1996. Mapping the radon potential of the United States : examples from the Appalachians. *Environment International*, 22 (Suppl. 1) : S829-S837.
- Hakl, J., Hunyadi, I., Csige, I., Géczy, G., Lénardt, L. et Töröcsik, I., 1991. Outline of natural radon occurrences on karstic terrains of Hungary. *Radiation Protection Dosimetry*, 45(1/4) : 183-186.
- Heiligmann, M., Stix, J., Williams Jones, G., Sherwood Lollar, B. et Garzon, V.G., 1997. Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4) : 267-283.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth : The relationship between mantle, continental, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 : 297-314.
- Holkko, J. et Liukkonen, S., 1992. Radon diffusion in Finnish glacial till soil. *Radiation Protection Dosimetry*, 45 : 231-233.
- Hutter, A.R. et Knutson, E.O., 1998. An international intercomparison of soil gas radon and radon exhalation measurements. *Health Physics*, 74 : 108-114.
- Ielsch, G., Thiéblemont, D., Perrin, J. and Tymen, G., 1999. Geophysical and geochemical tools for radon mapping on a regional scale. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 1999 Fall Meeting, vol. 80, n°46, november 16, 1999/Supplement.
- Ielsch, G., Thiéblemont, D., Labed, V., Richon, P., Tymen, G., Ferry, C., Robé, M.C., Baubron, J.C. and Béchenne, F. (sous presse). Radon (^{222}Rn) level variations on a regional scale : influence of the basement trace elements (U, Th) geochemistry on radon exhalation rates. Sous presse dans *Journal of Environmental Radioactivity*.
- Jost, W., 1960. *Diffusion in solids, liquids and gases* (New York : Academic Press).
- Kataoka, T., Tsukamoto, O., Yunoki, E., Michihiro, K., Sugiyama, H., Shimizu, M., Mori, T., Sahashi, K. et Fujii, S., 1992. Variation of ^{222}Rn concentration in outdoor air due to variation of the atmospheric boundary layer. *Radiation Protection Dosimetry*, 45 : 403-406.
- Kearney, P.D. et Krueger, D.A., 1983. Radon 222 flux density measurements using an accumulator : an alternative technique. *Health Physics*, 53(5) : 525-526.
- Kendall, G.M., Miles, J.C.H., Cliff, K.D., Green, B.M.R., Muirhead, C.R., Dixon, D.W., Lomas, P.R. et Goodridge, S.M., 1994. Exposure to radon in UK dwellings. NRPB Report R272 (London : HMSO).
- Kies, A, Biell, A., Rowlinson, L. et Feider, M., 1996. Radon survey in the Grand Duchy of Luxembourg - Indoor measurements related to house features, soil, geology, and environment. *Environment International*, 22(Suppl. 1) : S805-S808.
- King, C.Y., 1980. Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 85(B6) : 3065-3078.
- King, C.H., 1984. Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San-Andreas fault, California. *Pure Applied Geophysics*, 122 : 340-352.
- King, C.Y., 1993. Radon anomalies on three kinds of faults in California. *Pure Applied Geophysics*, 141 : 111-124.
- La Roche (de), H., 1980. Granites' chemistry through multicationic diagrams : *Sci. Terre, Nancy, Sér. Inf. Géol.*, n° 13, p. 67-68.
- La Roche (de), H., Stussi, J.M. et Chauris, L., 1980. Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques : *Sci. Terre, Nancy*, v. 24, n° 1, p. 5-121. (Internat Geol. Cong. 26th, Paris, 1980, Proc. G25, Pétrographie, minéralogie, banques de données pétrographiques, Guidebook excursion 150C, p. 5-121).

- Labed, V., Witschger, O., Robé, M.C. et Sanchez, B., 1994. ^{222}Rn emission flux and soil-atmosphere interface : comparative analysis of different measurement techniques. *Radiation Protection Dosimetry*, 56 : 271-273.
- Lamandé, M., 1999. Influence de la couverture pédologique sur les modalités d'exhalation du radon : relations entre les caractéristiques physiques, morphologiques et les paramètres de diffusion gazeuse. Rapport de DEA, DEA National Science du Sol, Université de Nancy I, I.N.A. Paris-Grignon, E.N.S.A. Montpellier, E.N.S.A. Rennes.
- Langmuir, D., 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits, *in* : Kimberley MM, ed., *Short course in uranium deposits : their mineralogy and origin*, Miner Ass. Can., v. 3, p 17-55.
- Larsen, E.S. Jr., Phair, G., Gottfried, D. et Smith, W.L., 1956. Uranium in magmatic differentiation. U.S. Geological Survey Prof. Paper 300 : 65-74.
- Lawrence, E.P., Wanty, R.B. et Briggs, P.H., 1991. Maps showing hydrostatic levels and general ground-water quality for an area near Conifer, Colorado : U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Investigations Map MF-2165, scale 1:24,000.
- LeGrand, H.E., 1987. Radon and Radium Emanations from Fractured Crystalline Rocks - A Conceptual Hydrogeological Model. *Ground Water*, 25 : 59-68.
- Lombardi, S. et Reimer, G. M., 1990. Radon and helium in soil gases in the Phlegraean fields, central Italy. *Geophysical Research Letters*, 17 : 849-852.
- Lucas, H.F., 1957. Improved low-level Alpha-Scintillation Counter for Radon. *The Review of Scientific Instruments*, 28 : 680-683.
- Malvicini, A., 1954. Camera a scintillazione per la misura dell'emanazione contenuta nell'aria. *Il Nuovo Cimenti*, 12 : 821-823.
- Marsily (de), G., 1986. *Quantitative Hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers*. Academic Press, Inc., 440 p.
- Maucher, A., 1962. *Die Lagerstätten des Urans*, Vieweg Verlag, Braunschweig, 162 p.
- Mc Aulay, I.R. et Moran, D., 1988. Natural radioactivity in soil in the Republic of Ireland. *Radiation Protection Dosimetry*, 24 : 47-49.
- Morawska, L. et Phillips, C.R., 1993. Dependence of the radon emanation coefficient on radium distribution and internal structure of the material. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 57 : 1783-1797.
- Munsell Soil Color Charts, 1994. Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation. New Windsor, NY 12553.
- Nash, J.T., Granger, H.C. et Adams, S.S., 1981. Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. *Ecom. Geol.*, 75th Anniversary Volume : 63-116.
- National Bureau of Standards, 1980. Standard Reference Material 4353 ; Environmental Radioactivity ; source description : Rocky Flat Soil number 1 ; Reference time : December 15, 1980 ; Washington D.C., U.S.A.
- National Council on Radiation Protection and Measurements, Report n° 97, 1988. *Measurement of Radon and Radon Daughters in Air*.
- Nero, A.V. et Nazaroff, W.W., 1984. Characterizing the source of radon indoors. *Radiation Protection Dosimetry*, 7(1-4) : 23-39.
- Nero, A.V., Leiden, S.M., Nolan, D.A., Price, P.N., Rein, S., Revzan, K.L., Wollenberg, H.R. et Gadgil, A.J., 1994. Statistically based methodologies for mapping of radon 'actual' concentrations : the case of Minnesota. *Radiation Protection Dosimetry*, 56(1-4) : 215-219.
- Nielson, K.K., Rogers, V.C., Mauch, M.L., Hartley, J.N. et Freeman, H.D., 1982. Radon emanation characteristics of uranium mill tailings. *In* : Proc. Symp. On Uranium Mill Tailings, p 355-367 (Fort Collins, CO: Colorado State University).
- Nielson, K.K., Rogers, V.C. et Gee, G.W., 1984. Diffusion of Radon through Soils : A Pore Distribution Model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48 : 482-487.
- Nielson, K.K. et Rogers, V.C., 1990. Radon transport properties of soil classes for estimating indoor radon entry. *In* : Cross, Fredrick T., ed., *Indoor Radon and Lung Cancer: Reality or Myth ? Twenty-ninth Hanford Symposium on Health and the Environment*, Richland, Wash., October 15-19, 1990, Proceedings : Richland, Wash, Battelle Memorial Press, Part I, p 357-372 [NTIS]
- Nielson, K.K., Rogers V.C., Rogers, V. et Holt, R.B., 1994. The raetrad model of radon generation and transport from soils into slab-on-grade houses. *Health Physics*, 67(4) : 363-377.
- Nielson, K.K., Rogers, V.C., Rogers, V. et Holt, R.B., 1997. Raetrad model extensions for radon entry into multi-level buildings with basements or crawl spaces. *Health Physics*, 73(4) : 696-699.
- Nmila, A., 1995. L'empreinte du volcanisme dans le remplissage Permien du bassin de Lodève. Etude pétrographique et géochimique. Implication métallogénique. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 203 p.
- NRC, 1988. Health risks of radon and other internally deposited alpha-emitters, US National Research Council Report BEIR IV ; National Academic Press, Washington DC.
- O'Riordan, M.C., James, A.C. et Brown, K., 1982. Some aspects of human exposure to Rn-222 decay products. *Radiation Protection Dosimetry*, 3 : 75-82.

- Otton, J.K., Schumann, R.R., Owen, D.E., Thurman, N. et Duval, J.S., 1988. Map showing radon potential of rocks and soils in Fairfax County, Virginia : U.S. Geological Survey Map MF-2047, scale 1:48,000.
- Otton, J.K., 1992. Radon in soil gas and soil radioactivity in Prince George's County, Maryland : U. S. Geological Survey Open-File Report No. 91-11, 18 p., 1 plate.
- Pagel, M. et Svab, M., 1985. Petrographic and geochemical variations within the Carswell Structure metamorphic core and their implications with respect to uranium mineralization. *In* : Lainé R., Alonso D., Svab M., eds; The Carswell Structure uranium deposits, Saskatchewan, Geol. Ass. Can. Spec. Paper 29, p. 55-70.
- Pane, M.B., 1995. Le radon : traceur des circulations fluides dans les aquifères karstiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série IIA, 320 : 713-719.
- Parker, R.L., 1967. Composition of the Earth crust, *in* Data of Geochemistry, Geol. Surv. Prof. Pap. 440D, 17p.
- Pauwels, H., Baubron, J.C., Freyssinet, Ph. et Chesneau, M., 1999. Sorption of metallic compounds on activated carbon : application to exploration for concealed deposits in southern Spain. Journal of Geochemical Exploration, 66 : 115-133.
- Pellegrini, D., 1997. Etude de l'émanation du radon à partir de résidus de traitement de minerais d'uranium. Mise en évidence de relations entre le facteur d'émanation et les caractéristiques du matériau. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, 199 p.
- Pirard, P., Gambard, J.P. et Lacaton F., 1997. Campagne nationale de mesure de la radioactivité naturelle en France. Cartographie du radon dans les départements français. Note IPSN-DPHD/SEGR/LEADS, CRFT-97/12, 24 février 1997.
- Porstendörfer, J., 1994. Properties and behaviour of radon and thoron and their decay products in the air. J. Aerosol Sci., 25 : 219-263.
- Price, P.N. et Nero, A.V., 1996. Joint analysis of long- and short-term radon monitoring data from the northern U.S. Environment International, 22(Suppl.1) : S699-S714.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73 : 207-220.
- Ragab, R., 1995. Toward a continuous operational system to estimate the root-zone soil moisture from intermittent remotely sensed surface moisture. Journal of Hydrology, 173 : 1-25.
- Rama et Moore, W.S., 1984. Mechanisms of transport of U-Th series radio-isotopes from solids into groundwater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48 : 395-399.
- Rannou, A., Jeanmaire, L., Tymen, G., Mouden, A., Naour, E., Parmentier, N. et Renouard, H., 1986. Use of cellulose nitrate as radon and radon daughters detectors for indoor measurements. Nuclear Tracks, 12(1-6), 747-750.
- Rannou, A. et Tymen, G., 1989. Les résultats des campagnes de mesures de radon et facteurs explicatifs. Radioprotection, 24(4) : 301-319.
- Reimer, G.M., 1988. Radon soil-gas survey in Prince Georges County, Maryland: U.S. Geological Survey Open-File Report 88-52, 6 p.
- Reimer, G.M. et 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 : 155-160.
- Reimer, G.M., 1992.a. Methodology for rapid assessment of the radon potential of soils. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 161 : 377-387.
- Reimer, G.M., 1992.b. Using soil gas radon and geology to estimate regional radon potential. Radiation Protection Dosimetry, 45 : 219-221. *In* : Field studies of radon in rocks, soils and water, Gundersen, Linda C. S. and Richard B. Wanty eds., p. 171-181.
- Reimer, G.M., Gundersen, L.C.S., Szarzi, S.L., et Been, J.M., 1993. Reconnaissance approach to using geology and soil-gas radon concentrations for making rapid and preliminary estimates of indoor radon potential. *In* : Field studies of radon in rocks, soils and water, Linda C. S Gundersen and Richard B. Wanty eds., p. 171-181.
- Rivière, J.M., Tico, S. et Dupont, C., 1992. Méthode tarière. Massif armoricain. Caractérisation des sols. Chambre d'Agriculture de Bretagne.
- Robé, M.C. et Hubert, P., 1992. Radon in France, studies carried out by IPSN, Friedrichshagener fachgespräch 92, Berlin, 25-26 Nov.
- Rogers, J.J.W. et Adams, J.A.S., 1969. Uranium, *in* : Wedepohl K.H., ed., Handbook of geochemistry, v. 2, n° 4, Springer, Berlin, p. 92-B-92-O.
- Rogers, V.C. et Nielson, K.K., 1991a. Correlations for predicting air permeabilities and ²²²Rn diffusion coefficients of soils. Health Physics, 61 : 225-230.
- Rogers, V.C. et Nielson, K.K., 1991b. Multiphase radon generation and transport in porous materials. Health Physics, 60 : 807-815.
- Rossi, Ph. et Chèvremont, Ph., 1987. Classification des associations magmatiques granitoïdes. Géochronique, 21 : 14-18.
- Rossi, Ph. et Cocherie, A., 1991. Genesis of a Variscan batholith - Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *In* : R. Freeman, M. Huch and S. Mueller (Editors), The European Geotraverse. Tectonophysics, 195 : 319-346.

- Rossi, Ph., Durand Delga, M. et Cocherie, A., 1993. Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en Corse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, 315 : 1341-1348.
- Roubault, M., 1958. *Géologie de l'Uranium*, Masson et Cie, Editeurs, Paris, 462 p.
- Sabatier, H., 1980. Vagnérites et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Mineral.*, 103 : 507-522.
- Sachs, H.M., Hernandez T.L. et Ring, J.W., 1982. Regional geology and radon variability in buildings. *Environment International*, 8(1-6) : 97-103.
- Samama, J.C., 1984. Uranium in lateritic terranes, *in* : *Surficial uranium deposits*, TECDOC-322, IAEA, Vienna, p. 53-59.
- Schery, S.D. et Gaeddert, D.H., 1982. Measurements of the effect of cyclic atmospheric pressure variation on the flux of radon 222 from the soil. *Geophysical Research Letters*, 9 : 835-838.
- Schery, S.D., Gaeddert, D.H. et Wilkening, M.H., 1984. Factors affecting exhalation of radon from a gravelly sandy loam. *Journal of Geophysical Research*, 89 : 7299-7309.
- Schumann, R.R. et Owen, D.E., 1988. Relationships between geology, equivalent uranium concentration, and radon in soil gas, Fairfax County, Virginia : U.S. Geological Survey Open-File Report 88-18, 27 p.
- Schumann, R.R., Peake, R.T., Schmidt, K.M. et Owen, D.E., 1990. Correlations of soil-gas and indoor radon with geology in glacially derived soils of the northern great plains. *In* : *Proc. 1990 International Symposium on Radon and Radon Reduction Technology*, E.P.A., 3, Paper VI-3.
- Schumann, R.R., 1993. Geologic radon potential of the United States : U.S. Geological Survey Open-File Report 93-292, parts A-J, various authors.
- Semkow, T.M., 1990. Recoil-emanation theory applied to radon release from mineral grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54 : 425-440.
- Stranden, E., Kolstad, A.K. et Lind, B., 1984. The influence of moisture and temperature on radon exhalation. *Radiation Protection Dosimetry*, 7 : 55-58.
- Stranden, E., 1987. Radon-222 in Norwegian dwellings. *Am. Chem. Soc. Symp. Series* 331 : 70-83.
- Strong, K.P. et Levins, D.M., 1982. Effect of moisture content on Radon emanation from uranium ore and tailing. *Health Phys.*, 42(1) : 27-32.
- Stussi, J.M., 1989. Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Economic Geology*, 84 : 1363-1381.
- Tanner, A.B., 1960. Usefulness of the emanation method in geologic exploration, *in* *Geological Survey Research 1960* : U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, p B111-B112.
- Tanner, A.B., 1964. Radon migration in the ground : a review. *In* : Adams, J.A.S.; Lowder, W. M., eds. *The natural radiation environment*, Chicago : University of Chicago Press, p 161-190.
- Tanner, A.B., 1966. Natural radioactivity of ground water, in Feth J. H., *Geology of the Weber Delta an adjacent areas, Utah, with respect to the occurrence of ground water* : U.S. Geol. Survey Prof. Paper 518, p 63-66.
- Tanner, A.B., 1978. Radon migration in the ground : a supplementary review. *In* : *Natural Radiation Environment III*, Houston, Apr. 23-28, 1978, (CONF-780422), 1 : 5-56.
- Tanner, A.B., 1980. Radon migration in the ground : a supplementary review. *In* : *Natural Radiation Environment III*, Technical Information Center/U. S. Department of Energy, Springfield, VA, p. 5-56.
- Tanner, A.B., 1986. Indoor radon and its sources in the ground: U.S. Geol. Survey Open-File Report 86-222, 5 p.
- Tanner, A.B., 1991. The role of diffusion in radon entry into houses. *In* : *The 1990 International Symposium on Radon and Radon Reduction Technology*, Atlanta, Ga., 19-23 February 1990 : Research Triangle Park, N.C., U.S. Environmental Protection Agency Rept. EPA600/9-91-026b, Proceedongs, Vol. 2 : *Symposium Oral Papers*, Paper N° V-2, p.5-21-5-32.
- Taylor, S.R., 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust : a new table. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 28 : 1273-1285.
- Taylor, S.R. et Mac Lennan, S.M., 1985. *The continental crust : its composition and evolution*. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.
- Thévenin, E., 1998. Elaboration et numérisation d'un bilan lithogéochimique uranium-thorium le long d'un transect St Thibéry-Cabrières-Les Rives-St Michel (Hérault). *Rapport de stage en entreprise, 3^{ème} année I.U.P. EGID-BORDEAUX III*, BRGM, Orléans, 21 p.
- Tondeur, F., Gerardy, I., Christiaens, D., Hallez, S. et Flemal, J.M., 1999. Indoor radon in the region of Brussels. *Health Physics*, 77(6) : 697-702.
- Toutain, J.P. et Baubron, J.C., 1999. Gas geochemistry and seismotectonics : a review. *Tectonophysics*, 304 : 1-27.
- Tymen, G., Mouden, A., McLaughlin, J.P., Vasiolek, P. et Rannou, A., 1987. A comparison of the exposure response of French and Irish radon detectors during field measurements in houses in Brittany. *Radiation Protection Dosimetry*, 24(1-4) : 371-374.
- Ulaby, F.T., Dubois, P.C. et Van Zyl, J., 1996. Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184 : 57-84.

- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR), 1988. Sources, effects and risks of ionizing radiation ; Report to the General assembly with Scientific annexes, New-York : United Nations.
- United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation (UNSCEAR), 1993. Sources and effects of ionizing radiation ; Report to the General assembly with Scientific annexes, New-York : United Nations.
- Varley, N.R. et Flowers, A.G., 1998. The influence of geology on radon levels in S.W. England. *Radiation Protection Dosimetry*, 77(3) : 171-176.
- Vauchelle, L., 1988. Etude pétrologique de l'extrémité occidentale du Massif de Guéret. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Vaupotic, J., Krizman, M., Planinic, J., Pezdic, J., Adamic, K., Stegnar, P. et Kobal, I., 1994. Systematic indoor radon and gamma measurements in kindergartens and play schools in Slovenia. *Health Phys.*, 66 : 550-556.
- Vinogradov, A.P. ed., 1963. The essential features of the geochemistry of uranium, *Izd Akad Nauk SSSR, Moscow*, 352 p.
- Wenrich, K.J., 1985. Mineralization of breccia pipes in northern Arizona. *Economic Geology*, 80 : 1722-1735.
- Wilkening, M.H., Clements, W.E., et Stanley, D., 1972. Radon-222 flux measurements in widely separated regions. *In : The Natural Radiation Environment II ; CONF-720805-P2*, 717-730.
- Wilkening, M.H., 1977. Measurement of radon flux by the accumulation method. *In : Workshop on methods for measuring radiation in and around uranium mills, Albuquerque, NM, 23-26 May*.
- Wilkening, M.H., 1990. Radon in the environment. *Studies in Environmental Science* 40, Elsevier, 137 p.
- Wollenberg, H.A., 1984. Naturally occurring radioelements and terrestrial gamma-ray exposure rates : an assessment based on recent geochemical data. LBL-18714.

ANNEXES

Table des matières

ANNEXE 2-1 : équipements du laboratoire mobile utilisé pour cartographier, en continu, l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.	229
ANNEXE 2-2 : techniques de mesures de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon à l'interface sol/atmosphère.....	231
ANNEXE 2-3 : principe de la mesure par spectrométrie gamma de l'activité en radium 226 et en uranium 238 des sols.	235
ANNEXE 2-4 : triangle de texture du GEPPA (Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie Appliquée, 1981).....	238
ANNEXE 2-5: détail de la modélisation adoptée pour le développement de l'outil <i>TRACHGEO</i> qui quantifie le flux de radon à la surface du sol.	239
ANNEXE 3-1 : étude lithogéochimique des granitoïdes ; tableaux de synthèse des analyses compilées et diagrammes de classification.....	243
ANNEXE 3-2 : tableaux de synthèse des caractéristiques chimiques des orthogneiss (ensemble des analyses compilées).	251
ANNEXE 3-3 : tableaux de synthèse des caractéristiques chimiques des métasédiments et des amphibolites (ensemble des analyses compilées).	252
ANNEXE 3-4 : résultats des mesures des niveaux de radon effectuées dans l'environnement extérieur et dans l'habitat.....	253
ANNEXE 3-5 : calculs d'incertitude.....	260
ANNEXE 4-1 : transect breton, exemple de fiche descriptive des profils de sols caractérisés sur les sites de mesures des niveaux de radon.	263
ANNEXE 4-2 : carte pédologique au 1/50 000 (réduction au 1/270 000) du transect breton, caractérisant les sites de mesures des niveaux de radon.	266
ANNEXE 4-3 : A) Secteurs d'étude sélectionnés sur le transect du Languedoc, pour la cartographie des unités pédologiques au 1/50 000. B) Exemple de fiche descriptive synthétisant les caractéristiques des profils de sols sur les 34 sites de mesures des niveaux de radon correspondant à ces secteurs.	267
ANNEXE 4-4 : résultats des mesures par spectrométrie gamma de l'activité du radium 226 et de l'uranium 238 des sols.	270

ANNEXE 2-1 :**équipements du laboratoire mobile utilisé pour cartographier, en continu,
l'activité volumique du radon dans l'atmosphère extérieure.**

Le laboratoire mobile développé au LEIRPA est équipé d'une chaîne de mesure des concentrations de radon et du débit de dose gamma, d'un système de navigation, d'un groupe électrogène et d'une génératrice électrique de 220 V qui lui garantissent une autonomie électrique de 24 h.

La chaîne de mesure des concentrations de radon et du débit de dose gamma est composée de trois parties : un système de prélèvement, un détecteur et un électromètre (Fig. 2-1-1). Tout d'abord, le système de prélèvement d'air (pour la mesure de l'activité volumique du radon) est constitué d'une pompe d'un débit de $12 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ et équipée d'un filtre permettant de piéger les poussières et les descendants du radon. Le détecteur est constitué de deux chambres d'ionisation différentielles identiques, d'un volume de 120 l chacune et montées en opposition symétrique. L'air est échantillonné à 2 m au-dessus du sol, puis introduit dans une des deux chambres, dans laquelle est mesuré le signal total (radon + gamma ambiant). La seconde chambre est close de sorte de ne mesurer que le signal gamma ambiant. Le signal radon est alors obtenu en soustrayant le signal gamma ambiant du signal total (radon + gamma ambiant). Chacune des deux chambres d'ionisation est reliée à un pré-amplificateur de courant, lui-même connecté à un électromètre caractérisé par une détection limite de 10^{-14} A. La sensibilité est de $1,13 \cdot 10^{-14}$ A, ce qui correspond à $10 \text{ nGy} \cdot \text{h}^{-1}$ pour le rayonnement gamma et à $3,7 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$ pour la concentration en radon.

Le système de navigation est, quant à lui, constitué de quatre instruments : un GPS pour déterminer la position géographique du camion laboratoire, un gyrocompas qui détermine les variations de l'azimuth, un odomètre qui calcule la distance parcourue et une vanne de flux qui permet de réajuster le gyrocompas. La combinaison de ces divers instruments permet d'estimer la position relative du laboratoire mobile avec une précision de 1 m. En outre, grâce à ces équipements, les interruptions éventuelles du signal GPS (couverture végétale, proximité de ville, topographie...) sont contournées.

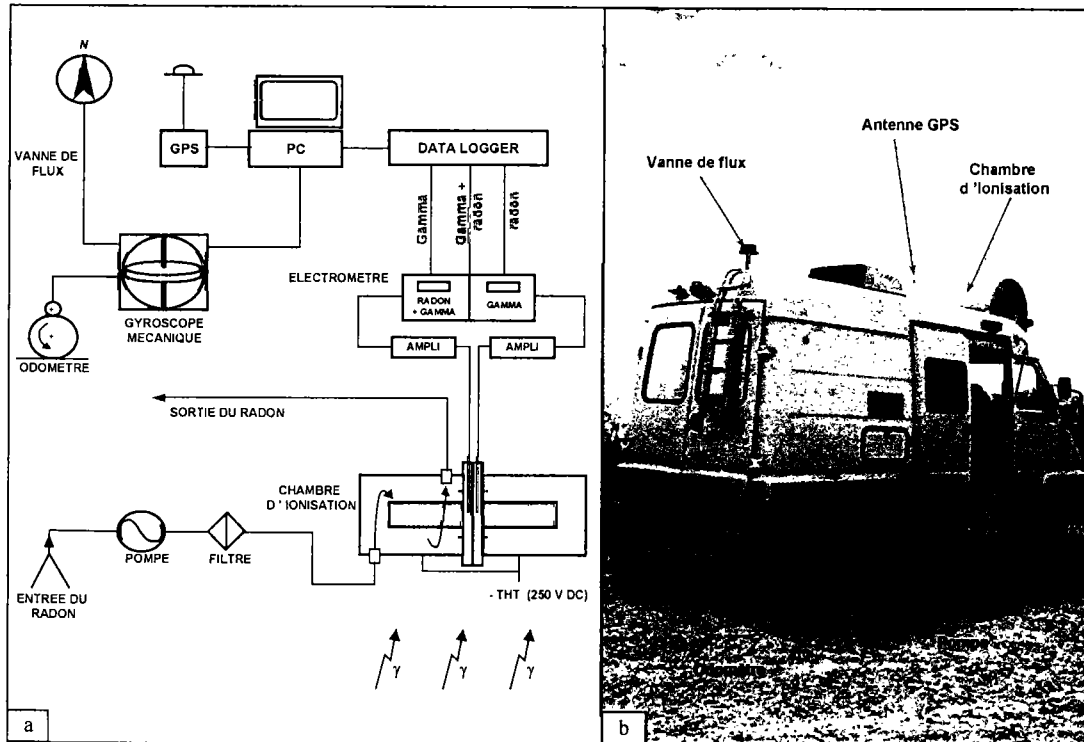


Figure 2-1-1. Schéma de principe de la chaîne de mesures (système de prélèvement, détecteur, système de navigation) qui équipe le laboratoire mobile (a) et photographie du laboratoire mobile (b).

ANNEXE 2-2 :

techniques de mesures de l'activité volumique du radon dans le sol et du flux de radon à l'interface sol/atmosphère.

1. Technique de mesure de l'activité volumique du radon dans le sol.

La technique utilisée pour déterminer l'activité volumique du radon 222 repose sur la scintillation du sulfure de zinc activé à l'argent (Damon, 1952 ; Malvicini, 1954 ; Lucas, 1957). Le principe est le suivant : le gaz à analyser est introduit dans une fiole cylindrique d'un volume donné, préalablement mise sous vide, dont la paroi intérieure est tapissée d'une couche de sulfure de zinc activé à l'argent. Les particules alpha ne pénètrent la matière que sur une distance très petite de quelques dizaines de micromètres. Chaque particule alpha cède alors toute son énergie en traversant le milieu scintillant, sous la forme de photons. Ceux-ci sont détectés en utilisant un photomultiplicateur et une chaîne de comptage. Le comptage des photons, après étalonnage des fioles, permet de déduire l'activité volumique du radon 222 (Lucas, 1957 ; NF M60-763, 1998).

Un prélèvement d'air du sol est effectué en utilisant une canne creuse (Fig. 2-2-1) constituée d'un tube extérieur de petit diamètre, afin de minimiser les perturbations du sol induites par l'enfoncement de celle-ci. L'extrémité supérieure de la canne est obturée avec un bouchon en caoutchouc, au travers duquel un échantillon de gaz est prélevé et introduit dans une fiole scintillante de 125 cm³ de type Lucas, mise préalablement sous vide. Deux échantillons de 125 cm³ sont prélevés successivement par précaution. Cet échantillonnage est effectué au moyen de deux aiguilles hypodermiques séparées par un filtre à membrane millipore et une micro-vanne (Fig. 2-2-2). La mesure est en général effectuée à 50 cm de profondeur, excepté si le sol a une épaisseur moindre. Une profondeur idéale d'échantillonnage serait de 1,5 à 2 m, afin de minimiser les effets liés aux conditions météorologiques sur les concentrations en radon. Cependant, à de telles profondeurs, l'échantillonnage est difficile, notamment en raison de la présence de fragments de roche due à la proximité du substrat. Par conséquent, pour étudier les variations spatiales des concentrations en radon dans le sol, il a été jugé préférable d'effectuer de nombreuses mesures à une profondeur plus faible, plutôt qu'un nombre restreint de mesures profondes. En outre, l'épaisseur des sols observés est parfois inférieure à 1 m, en particulier sur le transect du Languedoc (épaisseur moyenne des sols de 60 cm). Deux comptages de 3 min sont ensuite effectués sur chaque fiole scintillante, en utilisant un photomultiplicateur, trois heures au minimum après l'échantillonnage pour atteindre l'équilibre radioactif entre le radon et ses descendants dans la fiole.



Figure 2-2-1. Photo des cannes utilisées pour l'échantillonnage du gaz du sol, dans le cas d'une mesure de l'activité volumique du radon dans le sol (campagne de mesures du Languedoc).

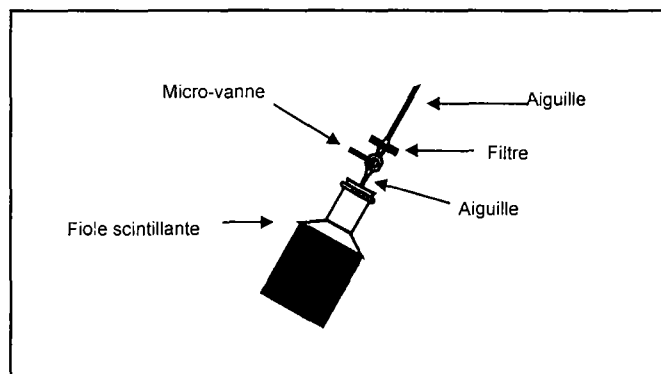


Figure 2-2-2. Schéma descriptif du matériel utilisé pour le prélèvement de gaz, constitué d'une fiole scintillante raccordée à la canne (échantillonnage dans le sol) ou au conteneur (mesure du flux) par un système de deux aiguilles séparées par une micro-vanne et un filtre.

2. Mesure du flux de radon à l'interface sol-atmosphère.

* Technique de mesure.

Le flux de radon à la surface du sol est mesuré par la méthode dite « d'accumulation » (Wilkening, 1972, 1977, Kearney et Krueger, 1983, Labed, 1994). Celle-ci est réalisée en utilisant un conteneur dont la face ouverte est appliquée sur le sol (Fig. 2-2-3). La face fermée possède un orifice obturé par un bouchon en caoutchouc, au travers duquel est prélevé un échantillon d'air afin de déterminer l'activité volumique du radon dans l'enceinte d'accumulation. L'échantillon d'air est introduit dans une fiole scintillante de 125 cm³, préalablement mise sous vide. Pour chaque conteneur on effectue deux prélèvements par fioles. La durée d'accumulation conseillée est de une à trois heures (une durée inférieure entraîne une imprécision sur la mesure et une durée supérieure ne vérifie plus totalement la relation utilisée pour le calcul du flux). Deux comptages sont ensuite réalisés sur les fioles scintillantes, au minimum, trois heures après l'échantillonnage.

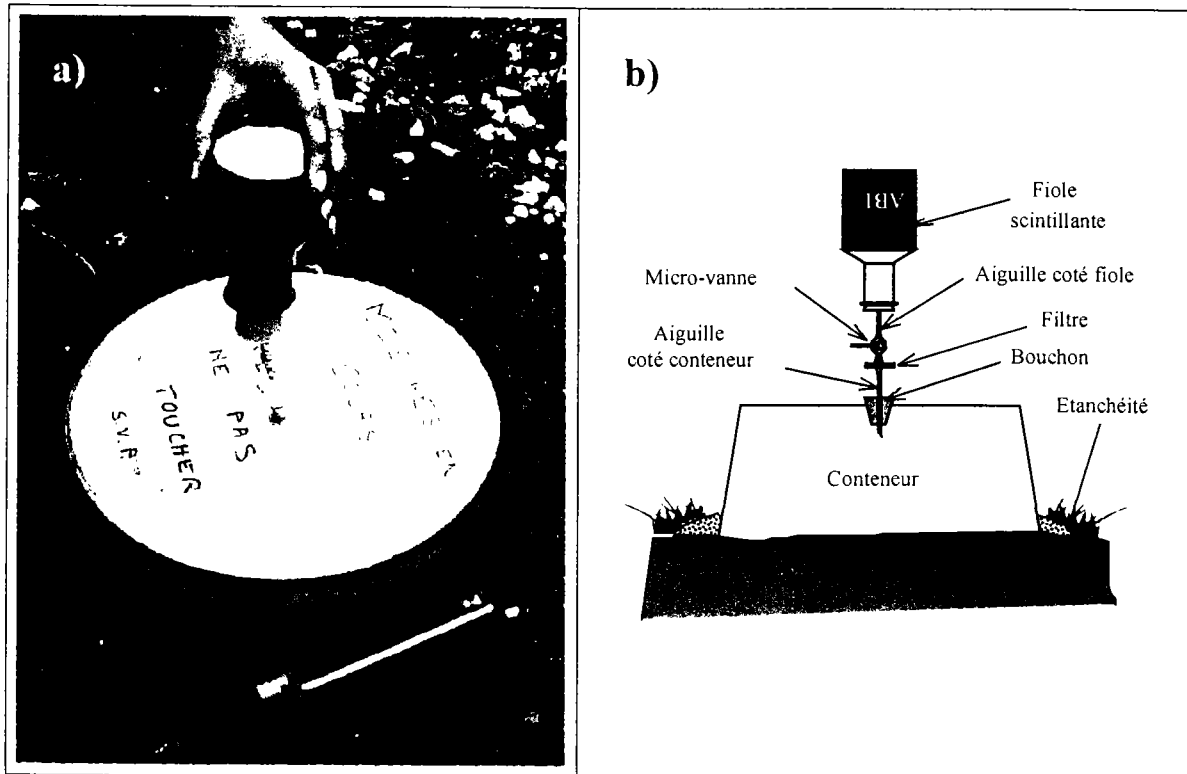


Figure 2-2-3. Photographie (a) et schéma (b) descriptif du système de mesure du flux de radon à la surface du sol.

* Calcul du flux.

Rappelons que l'exhalation correspond au nombre d'atomes de radon émis à l'air libre, à la surface du matériau dans lequel il est formé. Dans notre cas d'étude, il s'agit de l'exhalation du radon à la surface du sol. Celle-ci est exprimée en flux d'activité ($\text{Bq}\cdot\text{s}^{-1}$) ou en densité de flux d'activité ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$).

Le flux de radon est calculé en connaissant la surface et le volume du conteneur d'accumulation, à partir de l'expression suivante :

$$\frac{dA_t}{dt} = \frac{F \cdot S}{V} - \lambda \cdot A_t \quad (1);$$

avec A_t : activité volumique du radon dans le conteneur au temps t ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$),

$t : 0$ correspond à l'instant de pose du conteneur,

F : flux de radon mesuré ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$),

S : surface de la face ouverte du conteneur (m^2),

V : volume du conteneur (m^3),

λ : constante de désintégration radioactive du radon 222 ($2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

La résolution de l'équation (1) aboutit à l'expression :

$$A_t = \frac{F.S}{V.\lambda} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (2),$$

en utilisant la condition initiale suivante : $A_t = 0$ à $t = 0$.

Quand : $\lambda T \leq 1$, T étant le temps d'accumulation, l'équation (2) peut être simplifiée étant donné que :

$$e^{-\lambda T} = 1 - \lambda T + \frac{\lambda^2 T^2}{2!} - \frac{\lambda^3 T^3}{3!} + \dots$$

La relation (2) devient alors :

$$A_T = \frac{F.S.T}{V} \quad (3).$$

Le flux s'exprime par la relation suivante :

$$F = \frac{V.A_T}{S.T} \quad (\text{en Bq.m}^{-2}.\text{s}^{-1}).$$

Les deux techniques de mesure décrites précédemment ont donné des résultats très concluants au cours de l'intercomparaison internationale réalisée en 1998 (Hutter et Knutson, 1998).

ANNEXE 2-3 : principe de la mesure par spectrométrie gamma de l'activité en radium 226 et en uranium 238 des sols.

Les activités en radium 226 et en uranium 238 des sols ont été analysées par spectrométrie gamma, en laboratoire, sur les échantillons prélevés *in situ* sur les sites de mesures ponctuelles des niveaux de radon.

1. Spécification du détecteur et appareillage utilisé.

La chaîne de mesure utilisée est constituée d'un détecteur coaxial de type N équipé d'un cristal de germanium hyper pur d'un diamètre de 61,9 mm (efficacité relative de 40 % et résolution comprise dans la gamme d'énergie variant entre 3 keV et 15 MeV), d'un préamplificateur, d'un cryostat et d'un château de plomb dit de Faible Activité pour obtenir un bas bruit de fond (figure ci-dessous).

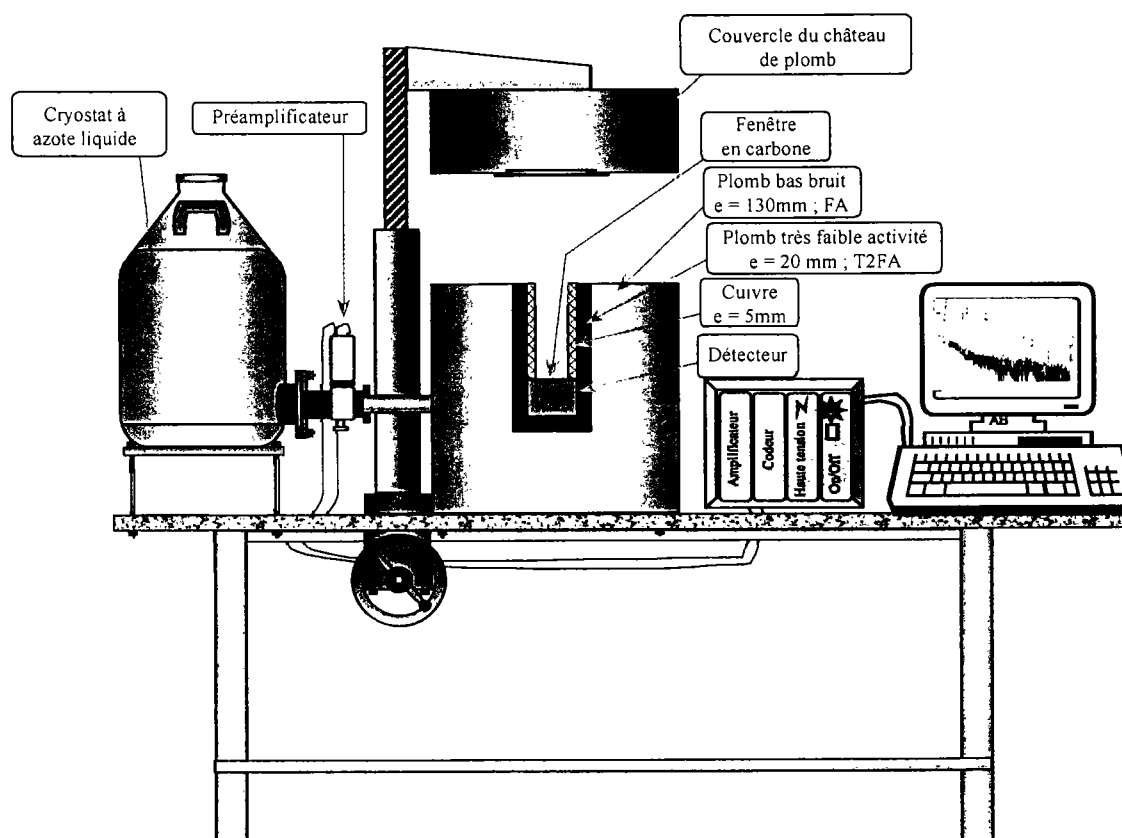


Schéma de la chaîne de mesure par spectrométrie gamma (par A. Beneito).

La résolution du détecteur mesurée à 1,33 MeV est de 1,95 keV. L'étalonnage en énergie et l'efficacité de la chaîne de mesure ont été déterminés à partir d'un sol naturel de référence : il s'agit du matériel de référence 4353 (Etats Unis, National Bureau of Standards, 1980). Celui-ci est conditionné dans la géométrie retenue pour l'ensemble des mesures (cylindre de 24,5 cm³). Le temps de mesure a été fixé à 8 heures, après une série de tests basés sur un temps de comptage variable de 4, 8, 10 et 12 heures. Une acquisition de 8 heures permet effectivement d'obtenir des résultats fiables, similaires à une mesure réalisée sur un temps plus long et d'optimiser le nombre d'échantillons analysés par jour.

2. Principe de la méthode.

Il s'agit de déterminer l'activité du radium 226 et de l'uranium 238 d'échantillons de sols, à partir de l'énergie des photons gamma émis par leurs descendants.

En effet, le radium 226 émet un photon gamma à une énergie de 186,3 keV qui se superpose avec celui de l'uranium 235 à 185,7 keV. Il n'est donc pas possible d'utiliser ce photon pour déterminer l'activité en radium 226. Or, si le radium 226 est à l'équilibre séculaire avec ses descendants au moment de la mesure, son activité est identique à celle de ses descendants. Cet équilibre est obtenu en laissant l'échantillon de sol, conditionné dans une boîte considérée étanche, « reposer » pendant une durée de trente jours, c'est-à-dire 7 fois la période du radon 222. L'activité du radium 226 peut alors être déterminée à partir des raies gamma du plomb 214 (351,92 keV) et du bismuth 214 (609,32 keV).

L'uranium 238 émet un photon gamma à 15 keV avec une intensité assez faible (8 %). Son activité est déterminée à partir du photon émis à 63,29 keV par son descendant direct, le thorium 234.

L'activité spécifique A d'une raie gamma, à la date de la mesure, est définie par la relation suivante :

$$A = \frac{S_n}{t_a} \times \frac{100}{\varepsilon} \times \frac{100}{I} \times \frac{1}{M} \quad ;$$

avec : S_n : surface nette de la raie gamma (Bq),

t_a : temps actif de l'acquisition (s),

ε : efficacité à l'énergie de la raie considérée (%),

I : intensité de la raie gamma (%),

M : masse de l'échantillon (g).

La surface nette S_n d'un pic d'énergie est obtenue après un traitement du spectre en mode de déconvolution, en soustrayant le bruit de fond à la surface brute.

Le seuil de détection (SD) s'exprime par : $SD = 4,4 \cdot \sqrt{R \cdot B}$

La limite de détection (LD) est quant à elle calculée par l'équation suivante :

$$LD = 8,8 \sqrt{R \cdot B} \cdot \left(\frac{1}{t_a} \times \frac{100}{\varepsilon} \times \frac{100}{I} \times \frac{1}{q} \right)$$

avec R : largeur du pic à mi-hauteur (keV),

B : bruit de fond de l'énergie considérée (imp/keV),

t_a : durée de l'analyse (s),

I : pourcentage d'émission du gamma (%),

ε : efficacité à l'énergie considérée (%),

q : quantité de l'échantillon (masse),

SD : seuil de détection (nombre d'impulsions),

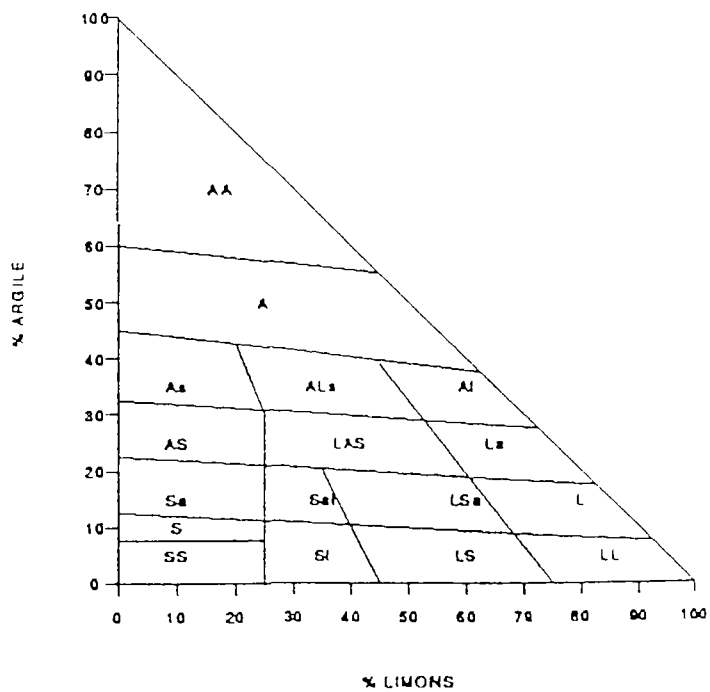
LD : limite de détection (unité d'activité/unité de quantité).

Le temps d'acquisition est de 8 heures. Un ensemble de 9 acquisitions successives de 8 heures chacune sur un même échantillon, a montré une très bonne reproduction des résultats ; c'est pourquoi, une seule mesure a été réalisée par échantillon.

3. Prélèvement et préparation des échantillons de sols.

Les échantillons de sols sont prélevés à 50 cm de profondeur en règle générale (profondeur de mesure de l'activité volumique du radon dans le sol), excepté si le profil de sol présente une épaisseur inférieure. Un cylindre de 100 cm³ est échantillonné puis séché pendant 48 heures dans une étuve à 105°C. Ces échantillons sont ensuite broyés afin d'obtenir une granulométrie homogène de l'ordre de 50 µm. Chaque échantillon est conditionné dans une boîte cylindrique de 24,5 cm³, puis pesé. La boîte est hermétiquement scellée pour empêcher le radon de s'en échapper. L'analyse spectrométrique est effectuée une trentaine de jours après la mise en boîte de l'échantillon, c'est-à-dire, une fois que le radium 226 est en équilibre avec ses descendants.

ANNEXE 2-4 :
triangle de texture du GEPPA (Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie
Appliquée, 1981).



ANNEXE 2-5:

détail de la modélisation adoptée pour le développement de l'outil *TRACHGEO* qui quantifie le flux de radon à la surface du sol.

L'outil TRACHGEO (Transport du Radon dans une Couche Homogène limitée à sa base par une formation GEOlogique) est un modèle simplifié de la migration du radon par diffusion dans l'espace poral du sol et de la roche. Il permet de calculer les activités volumiques du radon dans le sol à différentes profondeurs ainsi que le flux de radon à la surface du sol, à partir des propriétés chimiques et physiques de la roche et du sol.

Les hypothèses sont les suivantes :

- le système est à l'équilibre séculaire ;
- le transport du radon est vertical et seulement dû à la diffusion dans les pores ;
- il n'existe pas d'adsorption du radon sur les grains solides ;
- le rapport de distribution du radon entre phase liquide et phase gazeuse dans l'espace poral est donné par la loi de Henry ;
- toutes les propriétés de l'épaisseur de sol sont constantes à travers la colonne étudiée.

Dans ce cas, le transport du radon à l'équilibre dans le milieu poreux (sol) est gouvernée par l'équation (z axe vertical orienté vers le haut) :

$$D \cdot \frac{d^2 C}{dz^2} - \lambda \cdot C + \lambda \cdot \frac{\rho_d \cdot E \cdot C_{Ra}}{p_{eff}} = 0 \quad (\text{Rogers et Nielson, 1991})$$

avec, C : concentration totale du radon dans les pores (en terme d'activité volumique, $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$) ;
 p : porosité volumique totale du milieu (sans dimension) ;
 ρ_d : densité à sec du sol ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) ;
 E : facteur d'émanation total du radon dans le sol (sans dimension) ;
 C_{Ra} : concentration en radium du sol (en terme d'activité massique, $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$) ;
 D : coefficient de diffusion du radon global dans les pores du sol ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) ;
 λ : constante de désintégration du radon ($2.1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) ;
 z : distance parcourue (m).

La porosité effective, $p_{eff}(-)$, est donnée par la relation (Rogers et Nielson, 1991) :

$$p_{eff} = p \cdot (1 - m + k_H \cdot m)$$

où p est la porosité totale du sol (-); m , la saturation en eau du sol (-) et k_H , la constante de la loi de Henry (0.25).

A la surface du sol, la concentration de radon est égale à zéro. La concentration de Rn dans la phase gazeuse de la roche sous-jacente, C^r est supposée ne pas être affectée par le transport et est donnée par :

$$C^r = \frac{\rho_d^r \cdot E^r \cdot C_{Ru}^r}{(1 - m + k_H \cdot m) \cdot p^r}$$

où r fait référence aux propriétés de la roche (ici, on admet que la saturation en eau de la roche est égale à la saturation en eau du sol). Par continuité, elle impose la concentration de Rn dans la phase gazeuse à l'interface sol – roche.

Le flux de Rn à la surface du sol est obtenu en résolvant l'équation du transport du radon avec les conditions limites énoncées précédemment :

$$F = p_{eff} \cdot \sqrt{\lambda \cdot D} \cdot \left(\frac{C^s}{th(H/l_d)} + \frac{C^r - C^s}{sh(H/l_d)} \right)$$

où

$$C^s = \frac{\rho_d \cdot E \cdot C_{Ru}}{(1 - m + k_H \cdot m) \cdot p}$$

$l_d = \sqrt{\frac{D}{\lambda}}$ est la longueur de diffusion du Rn dans le sol (m) et H , la hauteur totale de la colonne de sol (m).

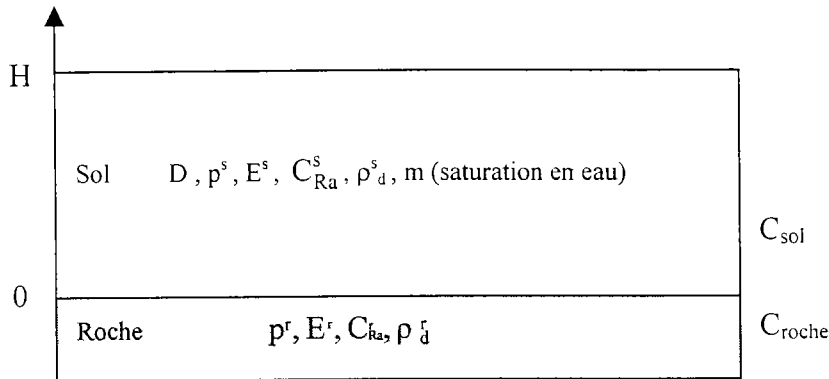
Le coefficient de diffusion moyen du radon dans les pores du sol utilisé dans TRACHGEO, est donné par la relation établie par Rogers et Nielson (1991) :

$$D = p \cdot D_o \cdot \exp(-6 \cdot m \cdot p - 6 \cdot m^{14p})$$

où D_o est le coefficient de diffusion du Rn dans l'air ($1.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

* Développement du calcul :

Les conditions limites imposées définissent la solution unique du problème dont la géométrie est la suivante, en fixant les valeurs des constantes A et B :



$$\text{En } z=0 \quad C(0)=C_{\text{roche}} \quad \Leftrightarrow A + B + C_{\text{sol}} = C_{\text{roche}} \quad \Leftrightarrow B = C_{\text{roche}} - C_{\text{sol}} - A$$

$$\text{En } z=H \quad C(H)=0 \quad \Leftrightarrow Ae^{H/d} + Be^{-H/d} + C_{\text{sol}} = 0$$

$$\Leftrightarrow Ae^{H/d} + [(C_{\text{roche}} - C_{\text{sol}}) - A]e^{-H/d} + C_{\text{sol}} = 0$$

$$A(e^{H/d} - e^{-H/d}) + C_{\text{roche}} \cdot e^{-H/d} - C_{\text{sol}} \cdot e^{-H/d} = -C_{\text{sol}}$$

$$A = \frac{C_{\text{sol}}(e^{-H/d} - 1) - C_{\text{roche}} \cdot e^{-H/d}}{e^{H/d} - e^{-H/d}}$$

$$A = \frac{C_{\text{roche}} - C_{\text{sol}}(1 - e^{H/d})}{1 - e^{2H/d}} = \frac{C_{\text{sol}}(1 - e^{H/d}) - C_{\text{roche}}}{e^{2H/d} - 1}$$

$$\text{et } B = C_{\text{roche}} - C_{\text{sol}} - A = \frac{C_{\text{roche}} - C_{\text{roche}} \cdot e^{2H/d} - C_{\text{sol}} + C_{\text{sol}} \cdot e^{2H/d} - C_{\text{roche}} + C_{\text{sol}} - C_{\text{sol}} \cdot e^{H/d}}{1 - e^{2H/d}}$$

$$B = \frac{C_{\text{sol}}(e^{H/d} - e^{2H/d}) + C_{\text{roche}} \cdot e^{2H/d}}{-1 + e^{2H/d}}$$

$$B = \frac{C_{\text{roche}} \cdot e^{2H/d} + C_{\text{sol}}(e^{H/d} - e^{2H/d})}{(e^{2H/d} - 1)}$$

On en déduit alors l'expression de la concentration en radon dans le sol (Bq.m^{-3}) à la profondeur z suivante :

$$C(z) = \left[\frac{C_{sol}(1 - e^{H/ld}) - C_{roche}}{(e^{2H/ld} - 1)} \right] \times e^{z/ld} + \frac{C_{roche} \cdot e^{2H/ld} + C_{sol}(e^{H/ld} - e^{2H/ld})}{(e^{2H/ld} - 1)} \times e^{-z/ld} + C_{sol}$$

Le flux de radon en surface du sol est exprimé par la 1^{ère} loi de Fick :

$$F = -p \cdot D \cdot \frac{dC}{dz}$$

$$\frac{dC}{dz} = \frac{C_{sol}(1 - e^{H/ld}) - C_{roche}}{(e^{2H/ld} - 1)} \times \frac{1}{ld} \cdot e^{z/ld} - \frac{C_{roche} \cdot e^{2H/ld} + C_{sol}(e^{H/ld} - e^{2H/ld})}{(e^{2H/ld} - 1)} \times \frac{e^{-z/ld}}{ld}$$

$$\frac{dC}{dz}(z = H) = \frac{C_{sol}(1 - e^{H/ld}) - C_{roche}}{(e^{2H/ld} - 1)} \times \frac{e^{H/ld}}{ld} - \frac{C_{roche} \cdot e^{2H/ld} + C_{sol}(e^{H/ld} - e^{2H/ld})}{(e^{2H/ld} - 1)} \times \frac{e^{-H/ld}}{ld}$$

$$\frac{dC}{dz}(z = H) = \frac{C_{sol} \cdot e^{H/ld} - C_{sol} \cdot e^{2H/ld} - C_{roche} \cdot e^{H/ld} - C_{roche} \cdot e^{H/ld} - C_{sol} + C_{sol} \cdot e^{H/ld}}{ld(e^{2H/ld} - 1)}$$

$$\frac{dC}{dz}(z = H) = \frac{C_{sol}(-1 - e^{2H/ld} + 2e^{H/ld}) - 2C_{roche} \cdot e^{H/ld}}{ld(e^{2H/ld} - 1)} = \frac{-C_{sol}(1 + e^{2H/ld})}{(e^{2H/ld} - 1)} + \frac{2e^{H/ld}}{(e^{2H/ld} - 1)} \times (C_{sol} - C_{roche})$$

On en déduit l'expression du flux de Rn en surface du sol F ($\text{Bq.m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) :

$$F = p\sqrt{\lambda D} \times \left[C_{sol} \cdot \tanh(H/ld) + \frac{(C_{roche} - C_{sol})}{\sinh(H/ld)} \right]$$

ou

$$F = p\sqrt{\lambda D} \times \left[\frac{1 + e^{2H/ld}}{-1 + e^{2H/ld}} \times C_{sol} + \frac{2e^{H/ld}}{e^{2H/ld} - 1} \times (C_{roche} - C_{sol}) \right]$$

**ANNEXE 3-1 : étude lithogéochimique des granitoïdes ; tableaux de synthèse
des analyses compilées et diagrammes de classification.**

1. Tableaux de classification et de synthèse des caractéristiques chimiques des granitoïdes.

Caractéristiques géochimiques des granitoïdes peralumineux (alumine-potassiques) : analyses compilées à partir de la base de données du BRGM.

Les auteurs sont cités en référence.

Les analyses des éléments majeurs non disponibles. En gras : granitoïdes du transect

Les données de moyennes de teneurs en uranium (ppm) :

Granodiorites-granites ("type Guéret") : 2 - 8.5

Granites-leucogranites ("type Limousin") : 3 - 21

N°	Région	Formation	Faciès	Type pétrologique (diagramme Q/P, de Debon et Lefort, 1983)	Association magmatique (De la Roche et al., 1980)	Type (De la Roche et al., 1980)	Typologie de la carte géologique de la France au 1 / 1 000 000	Gamme U (ppm)	Gamme Th/U	U moyen (ppm)	Th/U moyen	N analyses
1 (1969), BRGM (1997) et Lucazeau (1981)	Massif central, Morvan	Leucogranite de Mesvres	Leucogranite à 2 micas	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-17	0.25-5.14	8.69	1.61	7
2 (1991), Delfour (1991)	Massif central, Morvan	Granite de Lormes	Granite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3-20.7	0.46-7.5	7.86	3.79	21
3 (1981), Lucazeau (1980), Ménager (1983)	Massif central, Morvan	Leucogranite de La Pierre-qui-Vire	Leucogranite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-3-10	0.82-4.5	6.15	2.13	13
4 (1979), Delfour et al (1981), Delfour et al (1991)	Massif central, Morvan	Leucogranite de La Pierre-qui-Vire	Leucogranite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-3-10	0.82-4.5	6.15	2.13	13
5 (1979) et Lucazeau (1981)	Massif central, Margeride	Massif de la Margeride	Granite à biotite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2.9-15.4	0.3-8.21	5.61	3.46	31
6 (1979)	Massif central, Margeride	Massif de la Margeride	Leucogranite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3.5-7.4	0.15-0.46	6.00	0.27	3
7 (1981)	Massif central, Marche	Leucogranite de la Marche centrale	Leucogranite	Leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	6-26	0.64-2.57	11.00	1.45	10
8 (1977) et Lucazeau (1981)	Massif central, Limousin	Leucogranite de Blond	Leucogranite	Leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	5.5-25.1	0.08-3.52	13.09	1.70	14
9 (1984)	Massif central, Limousin	Granite de Soudeille	Granite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	2.7-6.2	0.35-1.07	4.45	0.71	2
10 (1984)	Massif central, Limousin	Granite de la Vedrine	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	6.5-30.2	0.23-5.08	13.90	1.94	5
11 (1981)	Massif central, Limousin	Granite de La Souterraine	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	4-13	0.77-5.25	8.67	2.11	6
12 (1977) et Lucazeau (1981)	Massif central, Limousin	Granite de Vaulry-Cieux-St-Junien	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3-10.5	0.67-5.77	6.42	3.31	5
13 (1981)	Massif central, Limousin	Granite d'Aureil	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3-10	0.63-5.5	6.44	2.74	9
14 (1979) et Lucazeau (1981)	Massif central, Limousin	Granite de Guéret	Granite	adamellite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3-7	1.64-7	5.28	4.21	24
15 (1980), Lucazeau (1981), Raimbault (1984)	Massif central, Limousin	Granite du Millevaches	Granite heterogène à sillimanite	adamellite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-18	0.22-10.76	8.26	3.42	28
16 (1980), Raimbault (1984)	Massif central, Limousin	Granite de Brame - St Sylvestre	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4-6	2.75-3.83	5.00	3.29	2
17 (1984), Parnex (1987)	Massif central, Limousin	Granite d'Aurai	Granite	adamellite/granite/leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granodiorites-granites peralumineux	8.1-29.6	0.45-9.98	17.00	1.32	46
18 (1977), Lucazeau (1981), Deses et Duthou (1988) et De La Roche et al (1980)	Massif central, Limousin	Granite de Piégut-Pluviers	Granite	adamellite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2.9-6.6	0.7-7.77	4.32	4.72	5
19 (1977), Lucazeau (1981), De La Roche et al (1980)	Massif central, Limousin	Granite de St-Mathieu	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	2.4-4.5	0.78-0.96	3.50	0.87	3
20 (1984)	Massif central, Limousin	Granite de Meymac	Granite porphyroïde	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	1.2-20.5	0.73-10.5	7.84	2.74	30
21 (1981) et Rolin (1981)	Massif central, Marche	Leucogranite de Crozant	Leucogranite à oligoclase-albite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4-11	1.64-2.75	7.50	2.19	2
22 (1979) et Lucazeau (1981)	Massif central, Marche	Leucogranite de Saint-Sylvain	Leucogranite albite à biotite-muscovite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-6	0.5-6.8	4.19	2.08	14
23 (1979)	Massif central, Marche	Granite de Chateaux	Granite leucocrate à biotite-muscovite-tourmaline	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	9.3-13	0.17-0.22	11.15	0.19	2
24 (1979)	Massif central, Marche	Leucogranite de Grande Roche	Granite à deux micas	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-2	0.94-1.25	3.20	1.09	2
25 (1979)	Massif central, Marche	Coupoles de Montrebas	Microgranite à albite-muscovite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4-6	0.26-0.5	4.75	0.38	4
26 (1981)	Massif central, Marche	Leucogranite de Toulx-Sainte-Croix	Leucogranite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	1-18	0.03-3	6.00	1.28	8
27 (1979)	Massif central, Marche	Granite de Chanon	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	1-20	0.18-16	7.49	2.04	65
28 (1979) et Lucazeau (1981)	Massif central, Marche	Leucogranite de Jalèches	Leucogranite à biotite-muscovite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3-9.5	0.75-6	6.04	2.46	14
29 (1988)	Massif central, Auvergne	Granite des Collettes	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	2.2-20.2	0.0-9.5	10.32	0.47	26
30 (1987) et Raimbault et al (1988)	Massif central, Auvergne	Granite de Beauvoir	Granite	adamellite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	2.4-27.1	0.0-6.2	13.87	0.05	132
AGNE												
31 (1998)	Sud-Bretagne	Granite de St-Yvy	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	7.5	1.83	7.50	1.83	1
32 (1997)	Centre Bretagne	Granite d'Odé	Granite à muscovite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	7	0.39	7.00	0.39	1
33 (1996)	Sud-Bretagne	Massif de Brech	Granite leucocrate à cordierite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2.6-15.6	3.04-4.97	7.65	3.86	4
34 (1991) et Mann et al	Centre Bretagne	Granite du Pertre	Leucogranite à 2 micas	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4.7-6.5	0.53-0.78	5.60	0.66	2
35 (1997)	Centre Bretagne	Granite du Ster	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	7.6	1.47	7.60	1.47	1
36 (1997)	Centre Bretagne	Granite de Pouldergat	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	4.9	3.06	4.90	3.06	1
37 (1997, 1998)	Vendée	Granite de Moulins - Les Aubiers	Granodiorite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	5.3	2.72	5.30	2.72	1
38 (1997, 1998)	Centre Bretagne	Granite de Kerdevot-Elliant	Granite à muscovite + biotite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	6.2-7.2	1.25-1.34	6.70	1.29	2
39 (1985) et Marcoux	Nord-Bretagne	Granite de Brénémère	Granite à biotite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	16-26.3	0.46-2.42	20.87	1.34	3
40 (1986)	Centre Bretagne	Granite de Huelgoat	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2.9-15.6	0.43-2.95	7.94	1.67	11
41 (1986)	Centre Bretagne	Granite du Cloître	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3.8-10	0.34-2.53	6.27	1.52	7
42 (1986)	Centre Bretagne	Granite de la Feuillée	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3.4-7.5	0.81-2.27	5.32	1.45	6
43 (1983)	Centre Bretagne	Granite de Rostrenen	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3.73-8.61	1.97-5.13	5.77	4.23	4
44 (1983)	Centre Bretagne	Granite de Pontivy	Leucogranite à deux micas	granite/leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4.5-14.5	0.5-2.12	7.34	1.41	11
45 (1983)	Centre Bretagne	Granite de Langonnet	Leucogranite à deux micas	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	7.52-12.34	0.29-1.20	9.36	0.77	3
46 (1998)	Centre Bretagne	Granite de Koad Loc'h	Granite à 2 micas	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	8.4-14.7	0.04-0.40	10.57	0.26	3
47 (1998)	Centre Bretagne	Granite de Cascadec	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	7.9	1.18	7.90	1.18	1
48 (1997)	Centre Bretagne	Granite de Landulid	Granite à muscovite	granite/leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4	1.28	4.00	1.28	1
49 (1998)	Centre Bretagne	Granodiorite de St-Fiacre	Granodiorite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	4.8	3.81	4.80	3.81	1
50 (1985) et Chauris et Marcoux	Nord-Bretagne	Granite de Bignogan	Granite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	3.8-13	1.69-3.72	5.79	4.64	14
51 (1985) et Marcoux	Nord-Bretagne	Leucogranite de Sainte-Catherine	Leucogranite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	3.05-3.51	0.42-0.56	3.23	0.47	3
52 (1998)	Sud-Bretagne	Granite de Tregunc	Granite à 2 micas	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granitoides subcalcaïns	3.5	2.46	3.50	2.46	1
53 (1997, 1998)	Sud-Bretagne	Granite de Pluguffan	Leucogranite	granite/leucogranite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	5.6-7.7	2.34-2.71	6.65	2.53	2
54 (1998)	Sud-Bretagne	Granite de St-Yvy	Granite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	7.5	1.83	7.50	1.83	1
55 (1998)	Sud-Bretagne	Granite d'Ergré	Granite à 2 micas	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	9.2-14.6	0.22-0.76	11.90	0.48	2
56 (1978), Georget (1986)	Sud-Bretagne	Granite de Sainte-Anne d'Auray	Granite à cordierite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	5.3-6.9	1.74-5.67	6.02	3.47	5
NEES												
57 (1981)	Pyrénées orientales	Granite d'Ax-les-Thermes	Leucogranite	granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	4.3-11.8	3.28-7.33	8.05	5.29	2
58 (1981)	Pyrénées orientales	Granite du Cangou	Leucogranite	adamellite/granite	Alumino-potassique	Limousin	Granites-leucogranites peralumineux	2.3-7.7	2.95-4.43	5.00	3.69	2
59 (1981)	Pyrénées orientales	Granite de Costabonne	Al-monzogranite	granite	Alumino-potassique	Guéret	Granodiorites-granites peralumineux	2.65	5.40	2.65	5.40	1

Après la carte géologique de la France, le granitoïde de Tregunc est classé parmi les granitoïdes subcalcaïns, alors que nos analyses le classent parmi les granitoïdes alumino-potassiques de type Guéret, appartenant donc plutôt aux granodiorites-granites peralumineux.

Enfin, le granitoïde d'Aurai est identifié comme granodiorite-granite peralumineux, alors que nous le classons en tant qu' alumino-potassique de type Limousin (granite-leucogranite peralumineux).

Caractéristiques géochimiques des granitoïdes subalcalins : analyses compilées à partir de la base de données du BRGM. Les auteurs sont cités en référence.

Diagrammes des moyennes de teneurs en uranium (ppm) : 4 - 21

Référence	Région	Formation	Facies	Type pétrologique (diagramme Q/P ; Debon et Lefort, 1983)	Association magmatique (De La Roche et al., 1980)	Typologie de la carte géologique de la France (Chantraine et al., 1996)	Gamme U (ppm)	Gamme (Th/U)	U moyen (ppm)	(Th/U) moyen	N analyses
GRANITOÏDES BRETONS											
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Granite de St-Pol-de Léon	Granite	adamellite	subalcaline	subalcalin	4 4-5 2	5 69-8 48	4 80	7 08	2
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Granodiorite de Kermeur	Granodiorite	adamellite	subalcaline	subalcalin	7 1-14 9	1 69-3 66	12 26	2 37	3
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Diorite de Creac'h Andre	Diorite	monzonite, monzodiorite quartzifère	subalcaline	subalcalin	5 2-11 03	2 98-4 98	8 48	3 82	3
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Diorite de Plounevez - Lochrist	Diorite	syénite quartzifère	subalcaline	subalcalin	8 4-10 7	1 84-3 41	9 64	2 98	5
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Complexe de Ploumanach, granite de Traouéris	Monzogranite	syénogranite	subalcaline	subalcalin	8 1-15 5	4 19-7 67	12 29	5 84	5
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Granite de la Clarté	Syénogranite	granite	subalcaline	subalcalin	16 05-25 4	3 45-5 86	20 93	4 54	5
GRANITOÏDES DU MASSIF CENTRAL											
Maunier et Marcoux (1981), Rolin et Stussi (1991)	Massif central, Morvan	Granite de Luzuy	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	2 9-3 4	2 17-7 24	10 63	4 01	8
Maunier et Marcoux (1981), Rolin et Stussi (1991)	Massif central, Morvan	Granite de Grury	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	4 00-16 00	1 88-9	6 43	5 47	20
Maunier et Marcoux (1981), Rolin et Stussi (1991), Uellouf et al (1991)	Massif central, Morvan	Granodiorite de Saint-Didier-sur-Arroux	Granodiorite	diorite/mzqsq	subalcaline	subalcalin	3 00-9 00	2 33-8 75	5 00	6 39	5
Maunier et Marcoux (1981), Rolin et Stussi (1991)	Massif central, Morvan	Granite d'Uchon	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	5 0-8 0	2 38-3 2	6 50	2 79	2
Maunier et Marcoux (1981), Carrat (1969), Carrat et Lafavrais-Raymond (1986), Delfour (non publié)	Massif central, Morvan	Granite des Settons-Salbris	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	3 0-6 0	3 33-9 5	3 86	6 4	7
Delfour et al. (1995), Rolin et Stussi (1991)	Massif central, Morvan	Granite de Gien-sur-Cure	Granophyre	granite/syénite quartzifère	subalcaline	subalcalin	3 5-7 7	2 82-5 43	5 60	3 88	8
Maunier et Marcoux (1981), Delfour et al (1995)	Massif central, Morvan	Granite de Planchez	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	4-12 4	2 81-13	8 18	7 35	4
Rolin et Stussi (1991)	Massif central, Forez	Granite du Mayet de Montagne	Granite	granite	subalcaline	subalcalin	2 0-18 0	1 33-14 67	8 43	5 18	98
GRANITOÏDES CORSES											
Coche (1984)	Corse A	Association magnésio-potassique de Corse	Syénomonzonite	syénite/syénite quartzifère	subalcaline	subalcalin	3 9-6 3	2 86-6 14	4 77	4 64	6
Coche (1984)	Corse B	Association magnésio-potassique de Corse	Monzodiorite	monzonite quartzifère	subalcaline	subalcalin	3 6-7 9	2 71-7 44	5 40	4 43	5
Coche (1984)	Corse C	Association magnésio-potassique de Corse	Monzogranite	adamellite	subalcaline	subalcalin	2 7-12 3	2 18-8 6	6 58	6 18	4
Coche (1984)	Corse D	Association magnésio-potassique de Corse	Monzogranite leucocrate	adamellite	subalcaline	subalcalin	6 9-11 9	2 21-7 16	11 08	4 03	5

Caractéristiques géochimiques des granitoïdes calco-alcalins : analyses compilées à partir de la base de données du BRGM. Les auteurs sont cités en référence.

Diagrammes des moyennes de teneurs en uranium (ppm) : 1 - 6.5 (*)

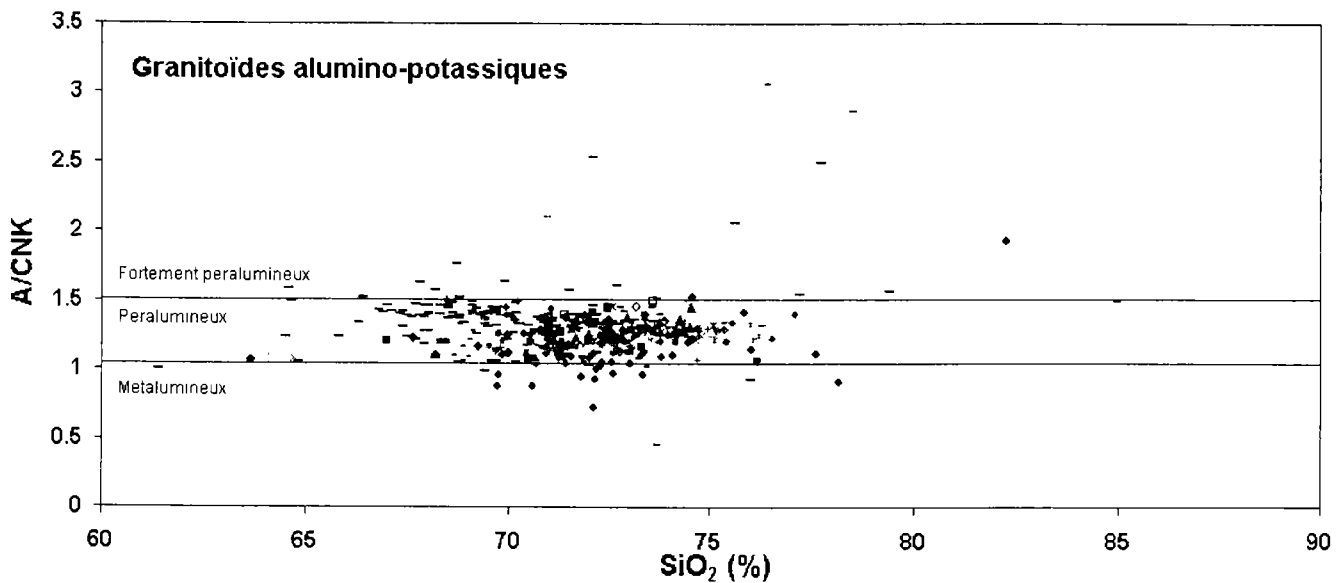
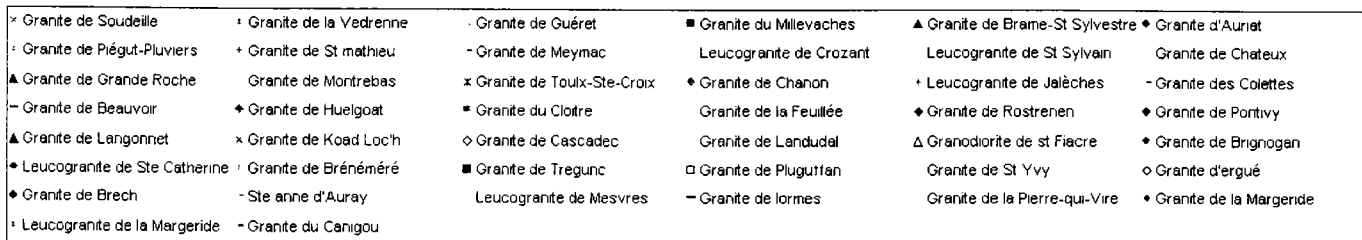
*sauf pour certains granitoïdes de l'association calco-alcaline de Corse (dite Corse 2) qui présentent une teneur moyenne en uranium de 9 75 ppm (voir discussion dans le texte)

Référence	Région	Formation	Facies	Type pétrologique (diagramme Q/P ; Debon et Lefort, 1983)	Association magmatique (De La Roche et al., 1980)	Typologie de la carte géologique de la France (Chantraine et al., 1996)	Gamme U (ppm)	Gamme (Th/U)	U moyen (ppm)	(Th/U) moyen	N analyses
GRANITOÏDES BRETONS - VENDEENS											
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Granite de Roscoff ¹	Granite porphyroïde	granodiorite/adamellite	calco-alcaline	Granodiorites-granites peralumineux	4 93-5 8	2 79-4 76	5 37	3 77	2
Maunier et Marcoux (1981)	Nord-Bretagne	Granite fin de l'île de Batz ¹	Granite	granodiorite/adamellite	calco-alcaline	Granodiorites-granites peralumineux	2 6-4 2	2 83-5	3 73	3 6	4
Maunier et Marcoux (1981), Coche et al (1993)	Vendée	Diorite de Moncoulant	Diorite	diorite quartzifère	calco-alcaline	calco-alcalin	2 3-2 8	1 57-2 09	2 55	1 83	2
Maunier et Marcoux (1981), Coche et al (1993)	Vendée	Diorites du Chatilonnais	Diorite quartzifère	diorite quartzifère	calco-alcaline	calco-alcalin	0 2-1 5	0 5-2 87	0 93	1 72	4
Maunier et Marcoux (1981), Coche et al (1993)	Charente-Maritime	Granodiorite de Coron-Vezins	Granodiorite	tonalite/granodiorite	calco-alcaline	calco-alcalin	0 5-18 9	0 85-2 85	6 48	1 75	10
Maunier et Marcoux (1981), Coche et al (1993)	Charente-Maritime	Granodiorite de la Moutellerie	Granodiorite	adamellite	calco-alcaline	calco-alcalin	2 6-4 4	1 59-2 64	3 43	1 95	3
Maunier et Marcoux (1981), Coche et al (1993)	Vendée	Granodiorite de la Roussière	Granodiorite	granite	calco-alcaline	calco-alcalin	2 10	5 86-8 1	2 10	6 98	2
GRANITOÏDES CORSES											
Coche (1984)	Corse 1	Association calco-alcaline	Granodiorite à monzogranite	granodiorite/adamellite/granite	calco-alcaline	calco-alcalin	0 95-8 1	0 88-10 63	3 14	4 87	27
Coche (1984)	Corse 2	Association calco-alcaline	Monzogranite leucocrate	granite	calco-alcaline	calco-alcalin	4-17 4	0 62-4 05	9 75	2 57	11
GRANITOÏDES PYRENEENS											
Coche (1984)	Pyrenées orientales	Saint-Laurent de Cerdans - La Jonquera	Granodiorite	granodiorite/adamellite	calco-alcaline	calco-alcalin	3 4-6 2	3 24-6 53	4 53	4 38	4
Coche (1981), Coche (1984)	Pyrenées orientales	Saint-Laurent de Cerdans - La Jonquera	Monzogranite	adamellite	calco-alcaline	calco-alcalin	4 8-7 2	2 35-3 38	6 00	2 86	2
Coche (1981), Coche (1984)	Aréage	Granodiorite de La Fontque 1	Granodiorite à gresat	granodiorite	calco-alcaline	calco-alcalin	2-2 5	3 84-4 59	2 23	4 29	3
Coche (1981), Coche (1984)	Aréage	Granodiorite de La Fontque 2	Granodiorite à monzogranite	granodiorite/adamellite	calco-alcaline	calco-alcalin	2 1-3 2	3 59-6 05	2 65	4 82	2

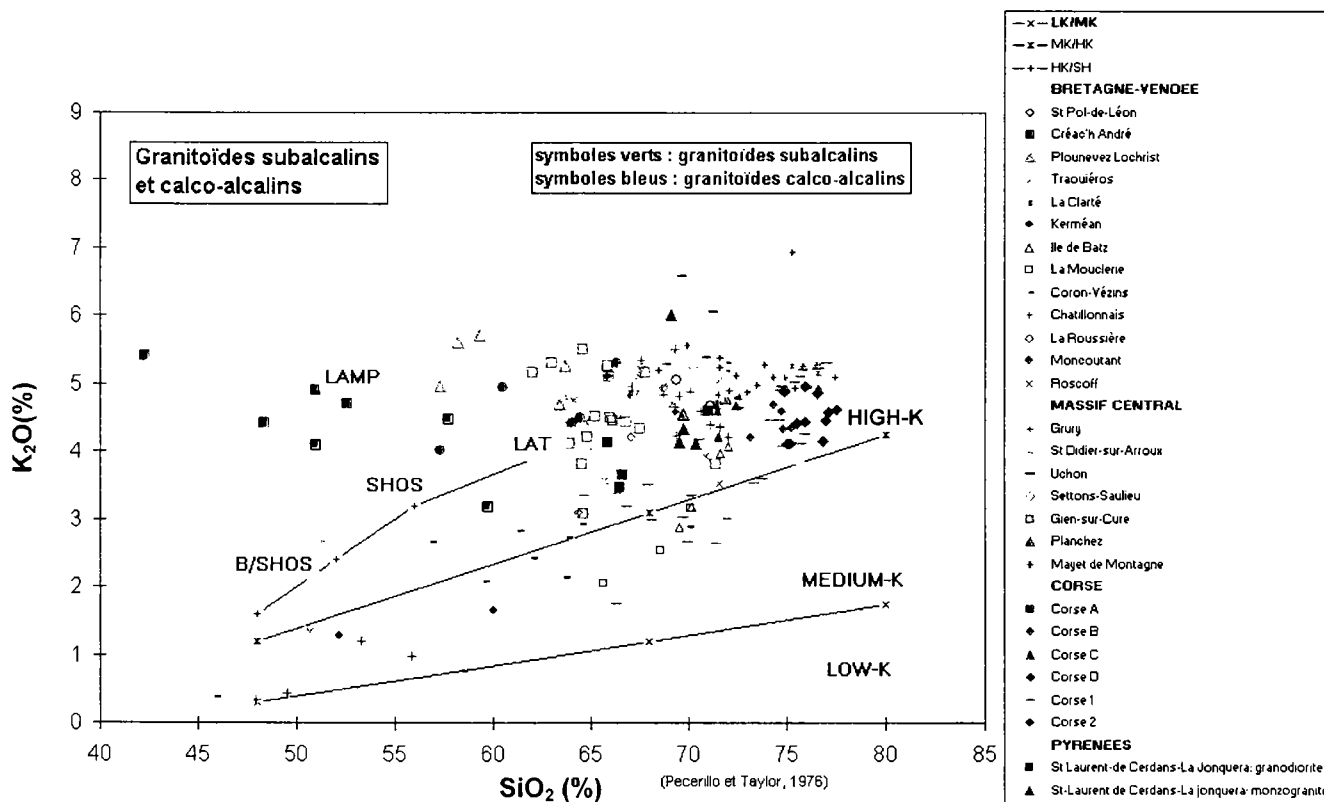
D'après la carte géologique de la France, les granitoïdes de Roscoff et de l'île de Batz sont classés parmi les granodiorites-granites peralumineux, alors que nos analyses les classent parmi les granitoïdes calco-alcalins.

2. Diagrammes de classification des granitoïdes.

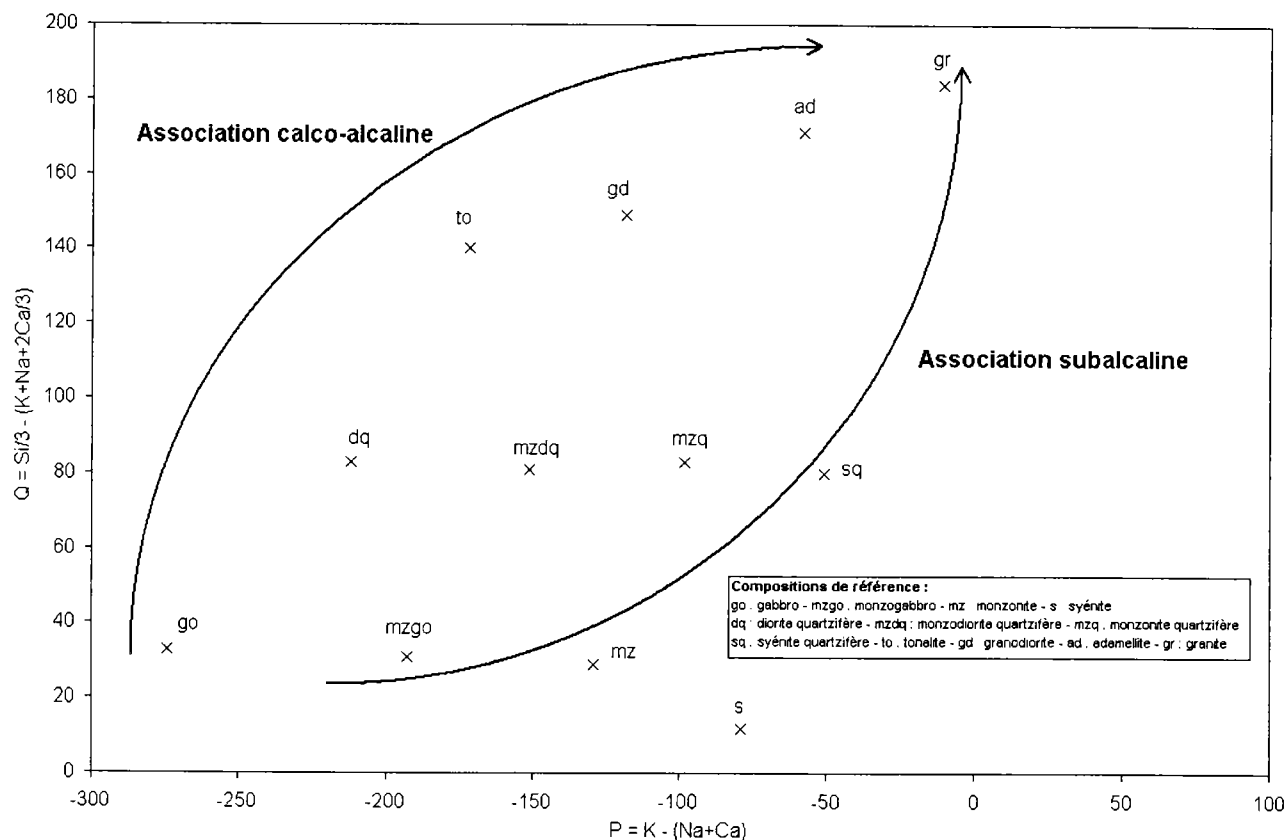
- i) **Diagramme A/CNK** ($Al_2O_3/Na_2O+CaO+K_2O$ en % molaires) versus **SiO₂** (%) de discrimination des granitoïdes alumino-potassiques. Le nom des massifs correspondant aux analyses compilées est indiqué dans la légende. Les granitoïdes alumino-potassiques présentent un rapport A/CNK > 1,1, excepté pour certains échantillons du granitoïde d'Auriat. Ceci est probablement dû à la remobilisation de l'alumine pendant un processus d'altération.



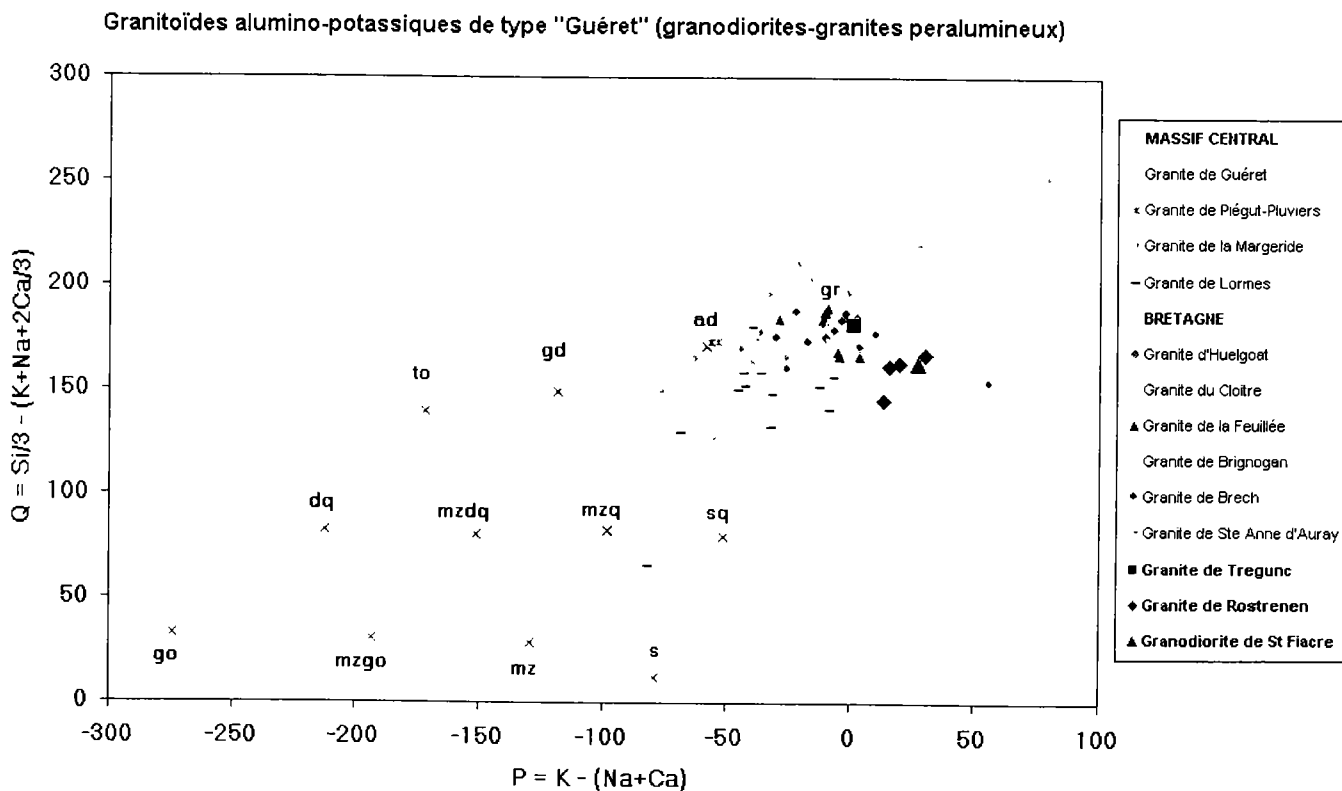
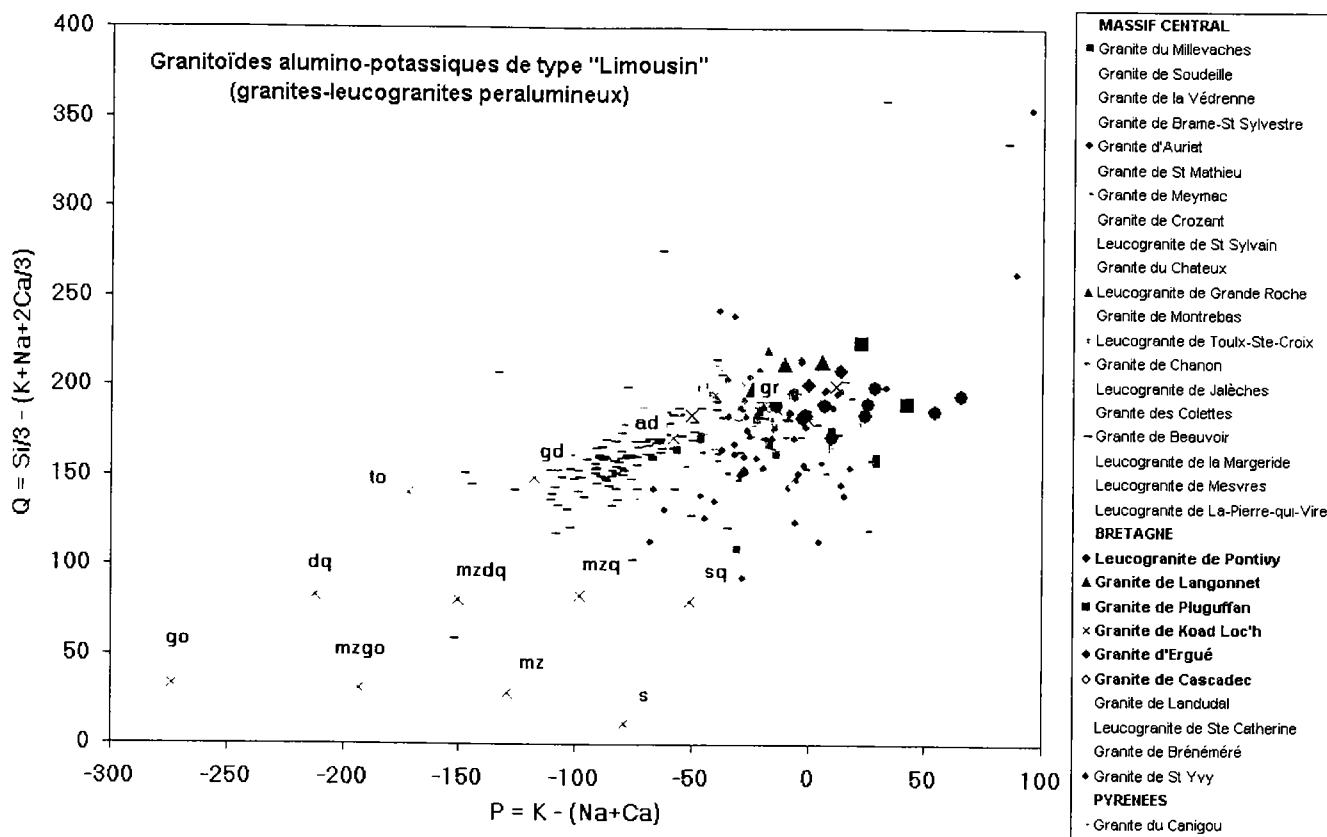
ii) **Diagramme K₂O versus SiO₂ (%)** de discrimination de la lignée subalcaline de la lignée calco-alcaline. Le nom des massifs correspondant aux analyses compilées est indiqué dans la légende.

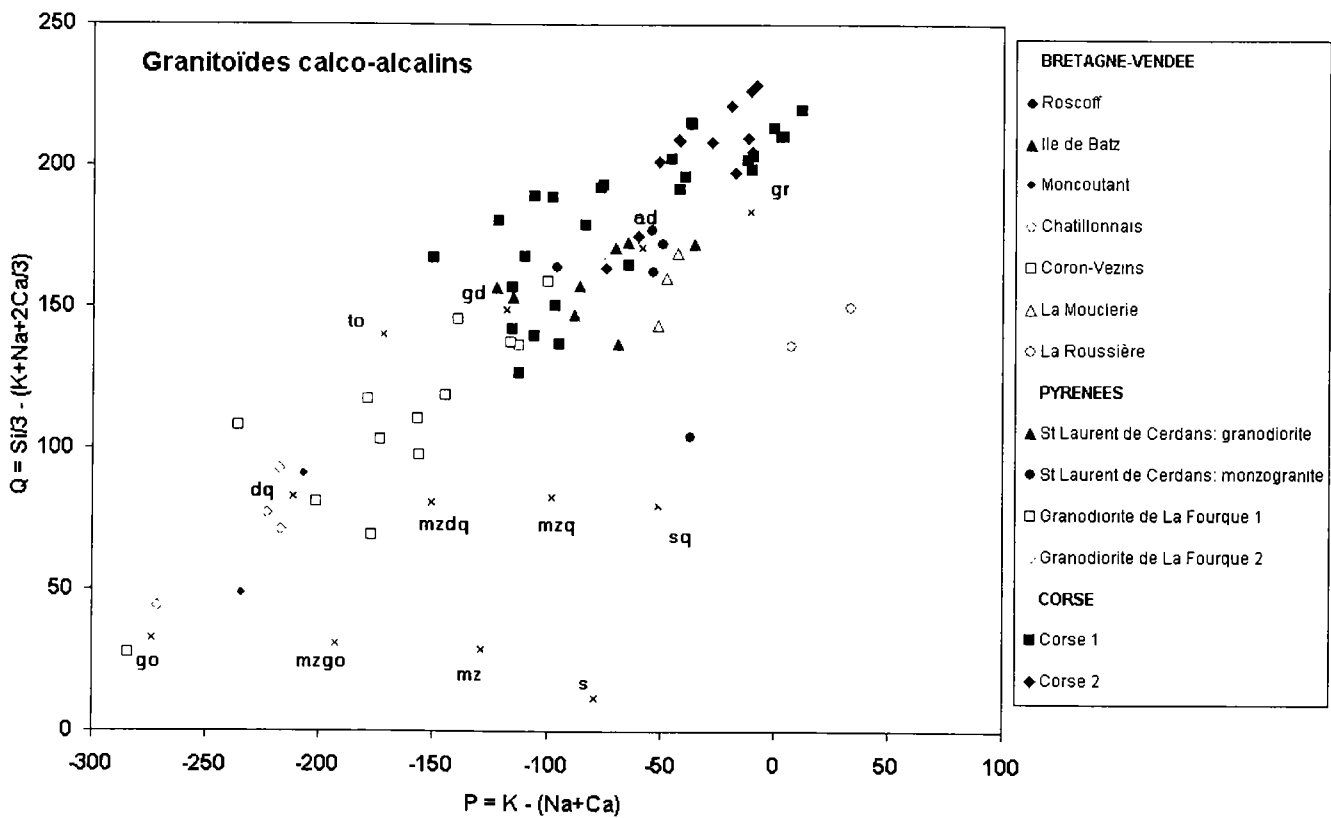
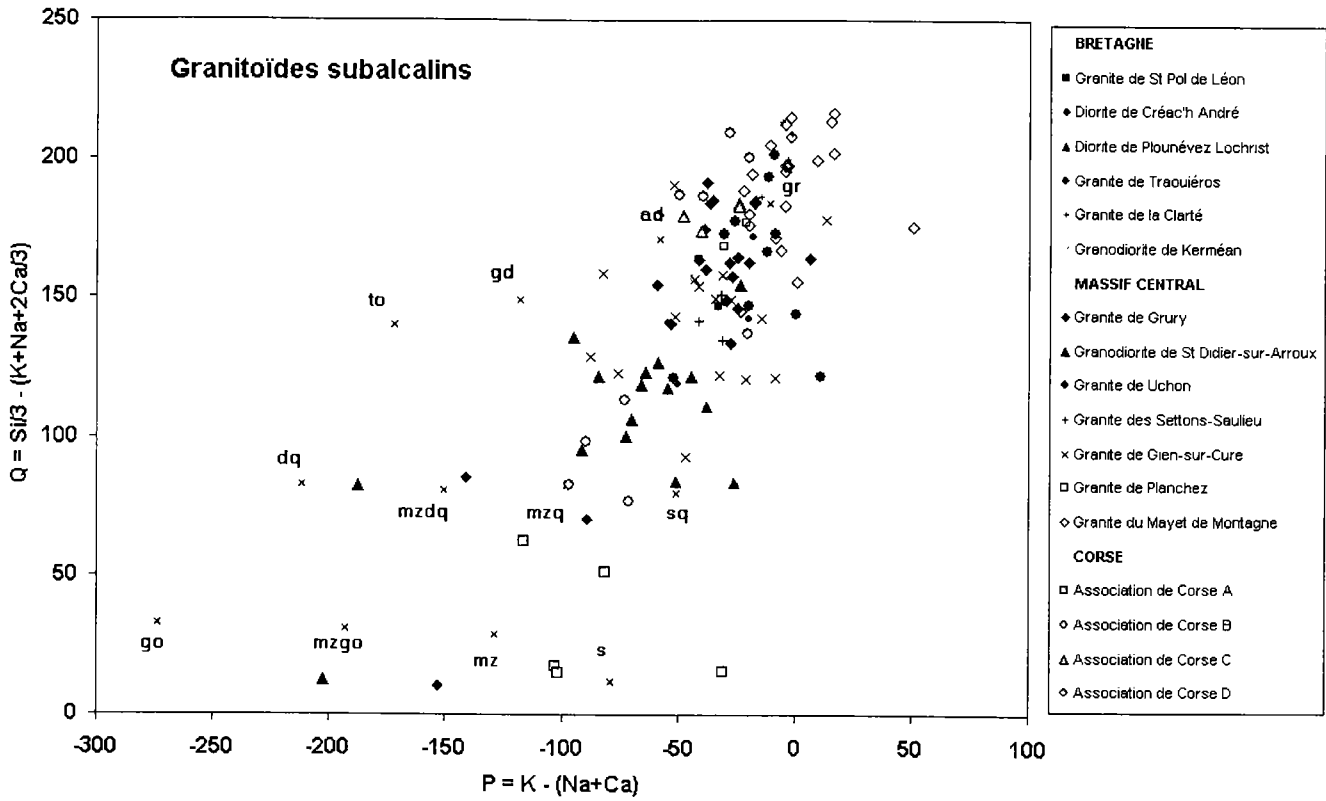


- iii) **Diagramme Q-P** de Debon et Le Fort (1983) : Q représente le paramètre $Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$ et P le paramètre $K-(Na+Ca)$ en % molaires.



Application aux analyses compilées : classification des différents types de granitoïdes dans le diagramme Q-P. A titre indicatif, les granitoïdes du transect breton (granitoïdes aluminopotassiques) sont figurés en gras dans la légende.





ANNEXE 3-2 : tableau de synthèse des caractéristiques chimiques des orthogneiss.

analyses compilées à partir de la base de données du BRGM. Les auteurs sont cités en référence. En gras : orthogneiss du transect.

Gamme des teneurs de moyennes en U par formation (ppm) : 0.63 - 14.53

Référence	Nom de la roche	Région	Formation	Gamme U (ppm)	Gamme Th/U	U moyen	Th/U moyen	N analyses
BRETAGNE								
échenec et al. (en cours)	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Port Manec'h	3.3-3.34	1.27-1.55	3.32	1.41	2
échenec et al. (en cours)	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Cosquer	3.6-4.3	2.65-3.03	3.95	2.84	2
échenec et al. (en cours)	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Lanmeur-St Ovarneau	3.9-5.9	2.12-2.54	4.83	2.35	3
RGM (1998)	Orthogneiss	Bretagne centrale	Orthogneiss de St. Thurien	5.7	1.88	5.70	1.88	1
RGM (1998), Béchenec et al. (en cours)	Orthogneiss ocellé	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Nizon	7.3	1.29	7.30	1.29	1
	Orthogneiss fin			3-6.8	2-4.37	4.90	3.18	2
hiéblemont et al. (1989), Béchenec et al. (en cours)	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Moëlan	0.53-39.8	0.40-5.87	14.53	2.88	12
RGM 1996	Orthogneiss ocellé	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Ploneour	7	1.43	7.00	1.43	1
RGM 1997	Orthogneiss migmatitique	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Kemper	3.7	2.84	3.70	4.94	1
RGM 1997	Orthogneiss migmatitique	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Ty Lipig	8.9	5.97	8.90	1.00	1
RGM 1997	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Gougastel	3	4.53	3.00	4.58	1
RGM 1997	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Orthogneiss du Loc'h	2.5	8.28	2.50	4.50	1
RGM 1996	Orthogneiss	Sud-Bretagne	Orthogneiss de Pont-Sal	4.2-6.9	1.68-4.74	5.83	3.05	3
RGM 1996	Orthogneiss anatectique +/- rubané	Sud-Bretagne	Orthogneiss d'Auray	2.9-4.5	2.36-3.28	3.43	2.93	4
MORVAN								
ialette et Lucazeau (1981)	Orthogneiss	Massif central, Morvan	Orthogneiss de Bois Tintry	2.2-2.7	7.45-16.96	2.43	10.72	3
LYONNAIS								
eterlongo (1960) et Lucazeau (1981)	Orthogneiss	Massif central, Monts du Lyonnais	Orthogneiss d'Yseron	4-8	1.2-2.88	5.33	2.27	3
LIMOUSIN								
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Leptynite-Orthogneiss de Meuzac	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	1.8-3.7	4.86-7.67	2.50	5.63	5
ourguignon (1988)	Leptynite	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss-Série de St-Germain-Lavolps	0.9-17	1.12-6.40	4.51	3.72	32
ourguignon (1988)	Leptynite à Bt. - Hb	Massif central, Limousin	Arc de Meuzac-Unité inférieure des gneiss	0.01-17.7	0.21-9.50	4.06	3.54	69
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Leptynite	Massif central, Limousin	Orthogneiss de Meuzac-Unité inférieure des gneiss	1.8-3.7	4.86-7.67	2.50	5.63	5
ourguignon (1988)	Leptynite ocellée à Biotite-muscovite	Massif central, Limousin	Arc de la Dronne-Unité inférieure des gneiss	4.5-14.8	0.66-5.44	8.61	1.65	18
ourguignon (1988)	Gneiss ocellé à bt	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	2.4-18	1.10-10.42	7.80	3.43	15
ourguignon (1988)	Leptynite à musc	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	1.9-15.2	0.44-4.22	8.04	1.62	9
ourguignon (1988)	Gneiss rubano-ocillé	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	2.5-19.6	0.89-6.08	5.13	4.02	15
ourguignon (1988)	Gneiss leptynitique	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	1.1-10.5	0.55-8.92	4.49	3.47	13
ourguignon (1988)	Gneiss schisteux	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss	1.3-9.4	0.59-6.64	4.37	2.85	77
ourguignon (1988)	Leptynite	Massif central, Limousin	Arc du Thaurion-Unité inférieure des gneiss	0.9-27.5	0.06-7.81	8.23	2.19	47
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Orthogneiss ocellé à 2 micas	Massif central, Limousin	Orthogneiss du Thaurion-Unité inférieure des gneiss	1.5-8.9	1.67-7.57	3.27	5.20	6
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Orthogneiss isogranulaire à 2 micas	Massif central, Limousin	Orthogneiss du Thaurion-Unité inférieure des gneiss	3.1-27.2	0.4-3.91	8.52	2.40	5
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Orthogneiss fin	Massif central, Limousin	Orthogneiss du Thaurion-Unité inférieure des gneiss	1-5.9	3.42-10.20	3.65	5.86	4
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Gneiss granitoïde	Massif central, Limousin	Orthogneiss de Mulatet-Unité inférieure des gneiss	2.7-5.7	1.77-5.16	4.06	3.39	5
ourguignon (1988)	Leptynite	Massif central, Limousin	Unité supérieure des gneiss	0.1-17.1	0.69-9.2	3.75	4.32	22
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Leptynite	Massif central, Limousin	Lepynites de Châteauneuf	2.5-4.1	2.96-5.03	3.05	4.16	4
outhou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Métagranite	Massif central, Limousin	Métagranite de Châteauneuf	1.5-4.3	4.86-9.80	3.16	6.97	5
AUT ALLIER								
archand (non publié) dans Lucazeau (1981)	Gneiss kondalito-kinzigitique	Massif central, Haut Allier	Complexe du Cézallier	0.5-0.8	16.75-18.33	0.63	17.63	3
archand (non publié) dans Lucazeau (1981)	Gneiss à biotite-sillimanite	Massif central, Haut Allier	Complexe du Cézallier	2.6	4.15	2.60	4.15	1
arbay et Cuney (1987)	Orthogneiss	Massif central, Haut Allier	Orthogneiss de Saint-Alyre-Complexe du Cézallier	1.99-23.12	0.67-4.21	5.75	3.32	11
archand (non publié) dans Lucazeau (1981)	Orthogneiss	Massif central, Haut Allier	Orthogneiss de Massiac	1.3-1.7	9.53-21.54	1.50	13.61	3
archand (non publié) dans Lucazeau (1981)	Orthogneiss	Massif central, Haut Allier	Orthogneiss du Celoux	1.7	4.35	1.70	4.35	1

ANNEXE 3-3 : tableaux de synthèse des caractéristiques chimiques des métasédiments et des amphibolites.

Métasédiments : analyses compilées à partir de la base de données du BRGM. Les auteurs sont cités en référence.

Somme de moyennes de teneurs en U par formation (ppm) : 0.3 - 4

Référence	Nom de la roche	Région	Formation	Age	Gamme U (ppm)	Gamme Th/U	U moyen (ppm)	Th/U moyen	N analyses
BRETAGNE									
is (1988)	Metasédiment		La Roche-Derrien	Briovérien	2	4-5	2.00	4.50	1
is (1988)	Métasédiment		Minard	Briovérien	3-1	2-7.1	3.10	2.71	1
anis (1986)	Chloritoschiste	Pointe de l'Armorique, Bretagne	L'Armorique		0.19-1.92	0.04-3.48	0.58	1.99	12
upe cadomien	Schiste vert	Port-Morvan, Bretagne	Port-Morvan		0.3	3	0.30	3.00	1
upe cadomien	Gneiss sombre	Pointe de Plouha, Bretagne	Lanvollon-Pléguen	585 Ma	2.9-3.3	2.69-3.36	3.10	3.03	2
is (1988)	Metasédiment		Binic	Briovérien	1.3	5-38	1.3	5.38	1
er et al (1985)	Gneiss fin	Vallée de la Rance	Gneiss de St Malo	Briovérien	1.9	5	1.9	5	1
ard (1996)	Wacke	Bretagne	Lamballe	Briovérien	2.1-2.3	3.13-3.67	2.20	3.40	2
ard (1996)	Wacke	Bretagne	Saint-Lo	Briovérien	2.7-3.4	2.08-2.29	3.05	2.19	2
rgret (1986)	Gneiss plagioclasiq	Bretagne	Série cristallophyllienne de Plouguenast	Briovérien	1.8-2	4.9-5.11	1.90	5.01	2
GM (1998)	Schiste métamorphique	Carte Rosporden, Bretagne	Briovérien		4	2-78	4.00	2.78	1
is (1988)	Métasédiment	Coupe Janze, Bretagne	Briovérien		2.3-2.8	3.21-3.78	2.55	3.50	2
is (1988)	Métasédiment	Coupe Normandie, Bretagne	Briovérien		2.4-2.5	3.28-4.08	2.45	3.68	2
LOUISIN									
hou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Schiste à sérécite-chlorite	Massif central, Limousin	Unité de Génis		2.5	7.2	2.50	7.20	19
hou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Schiste vert	Massif central, Limousin	Schistes d'Allassac		1.5-2	4.2-4.75	1.83	4.38	3
irguignon (1988)	Micaschiste albitique	Massif central, Limousin	Drome, autochtone relatif, Limousin		1.4-6.8	0.71-5.55	3.79	3.80	15
irguignon (1988)	Micaschiste	Massif central, Limousin	St-Gilles-les-Forêts-autochtone relatif, Limousin		0.9-11.8	0.81-15.66	3.46	5.38	45
irguignon (1988)	Micaschiste quartzo-feldspathique	Massif central, Limousin	Bouganeuf-autochtone relatif, Limousin		2.1-5.1	3.28-6.87	3.51	4.61	24
imbault (1984)	Gneiss à biot-Sill, métagreywacke	Massif central, Limousin	St-Germain-Lavolps-Unité inférieure des gneiss		3.4-3.9	3.63-4.15	3.70	3.86	3
imbault (1984)	Gneiss	Massif central, Limousin	St-Germain-Lavolps-Unité inférieure des gneiss		3.1-3.5	4.51-4.52	3.30	4.52	2
irguignon (1988)	Gneiss plagioclasiq	Massif central, Limousin	La Briance-Unité supérieure des gneiss		0.2-8.9	0.18-7.5	3.25	2.65	71
hou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Micaschiste à 2 micas	Massif central, Limousin	Micaschistes du Limousin		1.4-2.5	6.19-6.92	2.00	6.75	3
hou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Gneiss à 2 micas	Massif central, Limousin	Gneiss du Limousin		2-2.4	6.13-7.15	2.13	7.13	3
hou (1977) ou Bernard-Griffiths (1976) dans Lucazeau (1981)	Gneiss à Bt-Sill-FK	Massif central, Limousin	Gneiss du Limousin		2.6-3.9	3.90-8.54	3.05	5.94	4

Amphibolites : analyses compilées à partir de la base de données du BRGM. Les auteurs sont cités en référence.

Somme de moyennes de teneurs en U par formation (ppm) : 0.14 - 1.3

Référence	Nom de la roche	Région	Formation (1)	Age	Gamme U (ppm)	Gamme Th/U	U moyen (ppm)	Th/U moyen	N analyses
BRETAGNE									
éblemont (1988)	Amphibolite	Saint-Martin des Noyers, Vendée	Série de Pont-Charron		0.08-0.22	0.76-2.88	0.14	1.49	11
éblemont et Triboulet (non publié)	Amphibolite	Vendée	Amphibolites de Bois de Cené		0.44-2.56	0.42-2.98	0.85	1.62	6
GM 1995	Amphibolite	Sud-Bretagne	Treogat-Trinvel		0.1-0.7	0.33-2.57	0.47	1.63	3
GM 1995	Amphibolite	Sud-Bretagne	Peumerit		0.6	1.50	0.60	1.5	1
GM 1995	Amphibolite	Sud-Bretagne	Pen Hors		0.2	1.50	0.20	1.5	1
upe cadomien	Amphibolite	Le Gouessant	Morieux		0.5-0.6	3.67-5.17	0.57	4.28	3
GM (1998)	Amphibolite	Sud-Bretagne	Amphibolite de Koad Konk		0.7	2.71	0.7	2.71	1
upe cadomien	Amphibolite	N-Trédrez	Formation de Lannion	~ 600 Ma	0.4-1.4	1.71-4	0.80	2.77	4
upe cadomien	Amphibolite	Tressigneaux	Lanvollon/Roselier	585 Ma	0.3-1.9	1.84-4.86	0.72	3.38	30
upe cadomien	Amphibolite	Pointe de Plouha	Lanvollon/Pléguen	585 Ma	0.5-1.0	2.94-3.20	0.97	3.05	3
upe cadomien	Amphibolite		Guingamp		0.3	1	0.3	1	1
nier (1986)	Amphibolite	Massif de Broussardel	Série cristallophyllienne de Plouguenast	Briovérien	0.04-0.97	0.22-4.50	0.31	1.03	9
SANCERROIS									
anis et Thiéblemont (1993)	Amphibolite	Sancerrois	Série métamorphique de Sancerre-Couy-Unités des metabasites en massifs		0.07-1.86	0.21-9.11	0.52	1.28	23
LOUISIN									
anis et al (1983)	Amphibolite	Massif central, Limousin	Unité de Génis		0.1-0.26	0.78-4.70	0.16	2.67	18
imbault (1984)	Amphibolite transformée	Massif central, Limousin	Unité inférieure des gneiss-Série de St-Germain-Lavolps		1.3	4.38	1.3	4.38	1
HAUT ALLIER									
rchand (non publié) in Lucazeau (1981)	Amphibolite	Massif central, Haut Allier	Complexe du Cézallier-Groupe leptyno-amphibolique du Haut-Allier		0.3-1.3	0.62-1.5	0.73	1.04	3
MARCHE									
GM (1998)	Amphibolite migmatitique	Massif central, Marche	Amphibolite de La Marche	> 390 Ma	0.1-3.3	0.8-2.33	0.59	1.39	8

ANNEXE 3-4 :

résultats des mesures des niveaux de radon effectuées dans l'environnement extérieur et dans l'habitat.

1. Cartographies autoportées, en continu, de l'activité volumique du radon dans l'atmosphère.

Zone de Bretagne :

Sur *l'itinéraire Ouest*, deux cartographies ont été réalisées, la première dans la nuit du 01/07/98 (temps sec, vent faible à moyen) et la seconde, dans la nuit du 24/07/98 (temps sec, sans vent). Les cartographies ont montré une bonne reproductibilité des résultats. L'activité volumique du radon dans l'atmosphère varie entre quelques Bq.m^{-3} et environ 145 Bq.m^{-3} . La cartographie du 01/07/98 a été sélectionnée pour discuter des valeurs mesurées (voir texte du chapitre 3.IV), car celle-ci montre les plus fortes variations de l'activité volumique du radon.

Deux cartographies ont également été effectuées sur *l'itinéraire Est*. La première, datant de la nuit du 02/07/98, a conduit à des niveaux de radon trop faibles, dues aux conditions météorologiques peu favorables. Une autre cartographie a été réalisée le 22/07/98. Sur ce trajet, l'activité volumique du radon dans l'atmosphère atteint des valeurs plus élevées et montre une plus forte variabilité que sur l'itinéraire Ouest. Celle-ci est comprise entre environ 20 et 190 Bq.m^{-3} .

Zone du Languedoc.

Deux campagnes de mesures ont été effectuées : la première, durant le mois d'octobre 1998 et la seconde au cours de l'été 1999. L'itinéraire Ouest a été cartographié dans la nuit du 14/06/99, l'itinéraire central dans la nuit du 11/06/99 et le parcours Est dans la nuit du 14/10/98.

L'activité volumique du radon varie globalement entre quelques Bq.m^{-3} et 135 Bq.m^{-3} . Sur le parcours Ouest, elle est comprise entre 5 et 78 Bq.m^{-3} , sur l'itinéraire Est, entre 16 et 135 Bq.m^{-3} et sur le parcours central, entre 13 et 100 Bq.m^{-3} .

2. Mesures ponctuelles du flux de radon en surface du sol et de l'activité volumique du radon dans le sol.

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau A.3-4-1 pour le transect de Bretagne et le tableau A.3-4-2 pour celui du Languedoc. La moyenne arithmétique des deux mesures effectuées

en chaque point, a été calculée pour chaque site. Sur le transect breton, une deuxième série de mesures notée B, a été réalisée en certains sites de la première série, notée A, afin de vérifier les premiers résultats obtenus. L'incertitude a été calculée sur chaque mesure de l'activité volumique du radon dans le sol et sur chaque mesure du flux en surface. Le principe des calculs d'incertitude, inspiré de la norme AFNOR XP X 07-020, est détaillé dans l'annexe 3-5. Pour le flux de radon, l'incertitude de mesure varie entre 35 % pour un flux supérieur à 200 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ et 70 % pour un flux de 5-10 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ environ, avec une incertitude moyenne de 41 %. L'incertitude de la mesure de l'activité volumique du radon dans le sol est de 21 % en moyenne, et varie entre 20 % pour une activité volumique de plus de 200 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ et 25 % pour une activité volumique d'environ 5 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$.

Zone de Bretagne :

Les flux moyens s'échelonnent entre environ 9 et 800 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, avec une moyenne géométrique de 52 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ et un écart-type égal à 99 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Les flux montrent donc de fortes variations qui couvrent vraisemblablement la totalité de la gamme des flux de radon observés dans le milieu naturel. A titre comparatif, le flux de radon moyen en surface de la Terre est estimé entre 16 and 26 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ d'après Wilkening et al. (1972) et UNSCEAR (1993). Le flux moyen sur cette zone est donc 2 à 3 fois plus élevé que cette valeur. Par ailleurs, en certains points, le taux d'exhalation du radon peut atteindre des valeurs 10 à 40 fois supérieures à cette moyenne.

L'activité volumique moyenne du radon dans le sol est également extrêmement variable et peut atteindre localement des niveaux très élevés : celle-ci est comprise entre environ 6 et 600 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$, avec une moyenne géométrique de 52 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ et un écart-type égal à 93 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$.

Zone du Languedoc :

Le flux de radon en surface est globalement plus faible et plus stable que sur la zone de Bretagne : il est compris entre quelque $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ et 77 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, avec une moyenne géométrique de 10 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ et un écart-type égal à 15 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Le flux moyen observé sur cette zone est donc du même ordre de grandeur que le flux moyen en surface de la Terre (16 à 26 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). Néanmoins, il peut être localement 4 fois supérieur à cette valeur .

L'activité volumique moyenne du radon dans le sol est également plus faible que sur le transect breton : elle est généralement comprise entre quelques $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ et 80 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$; une valeur plus élevée de 164 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ a toutefois été mesurée. La moyenne géométrique est de 14 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$ avec un écart-type égal à 30 $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$.

Tableau A3-4-1. Résultats des mesures ponctuelles du flux de radon en surface du sol et de l'activité volumique du radon dans le sol obtenus sur la centaine des sites du transect breton. La lithologie ainsi que la gamme des teneurs en uranium correspondante sont également reportées. Les moyennes de l'activité volumique et du flux correspondent aux moyennes arithmétiques des résultats des deux mesures réalisées en chaque point (*) mesure à 50 cm de profondeur sauf pour * : A003 : 35 cm, A004 : 35 cm, A014 : 15 cm, A026 : 20 cm, A034 : 25 cm, A036 : 25 cm, A038 : 35 cm, A053 : 35 cm, A055 : 25 cm, A084 : 15 cm, B028 : 15 cm, 2998B053 : deuxième série de mesures réalisées sur le point 2998A053.

Code point	Coordonnées en Lambert II étendu		Flux de radon moyen en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Av moyenne du radon dans le sol (*) (kBq.m ⁻³)	Formation géologique	Lithologie	Teneurs moyennes en U (ppm)
	Longitude (m)	Latitude (m)					
5698A001	178250	2366400	74	249	Granitoïde du Croisty	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A002	177150	2364050	33	88	Granite à grains fins à 2 micras	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A003*	175950	2362600	44	46	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A004*	171700	2362175	78	45	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A005	170800	2361575	53	73	Alluvions silteuses	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A006	170170	2360200	80	507	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A007	169325	2360300	54	38	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A008	168925	2360500	371	338	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A009	168375	2360800	174	92	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A010	167100	2360680	86	126	Granite arénisé (Langonnet)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A011	166300	2360475	40	44	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A012	166620	2359650	48	37	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A013	166850	2358000	75	63	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A014*	166920	2357175	19	10	Colluvions de fonds de vallons	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A015	166600	2356925	55	66	Colluvions de fonds de vallons	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A016	166750	2356200	146	177	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A017	166275	2355610	34	22	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A018	165400	2354300	108	45	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A019	165500	2352925	15	12	Briovériens : micaschistes	Métasédiments	0 - 4 5
5698A020	164825	2352200	34	56	Granodiorite de St fiacre	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5
5698A021	163675	2352300	74	80	Micaschistes Brioveriens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A022	163300	2352325	38	74	Colluvions-alluvions Holocènes	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A023	162150	2352850	16	33	Micaschistes Brioveriens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A024	161175	2353375	12	17	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A025	159840	2353475	9	86	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A026*	155375	2354245	13	7	Grès, poudingue	Formations sédimentaires Tertiaires	0 - 4 5
5698A027	155200	2352400	122	218	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A028	154900	2351250	82	103	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A029	155200	2350000	101	55	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A030	155700	2349775	509	231	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A031	155730	2349175	82	73	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A032	155090	2348800	76	77	Colluvions-alluvions holocènes	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
2998A033	155400	2347425	59	63	Granitoïde de Koadloc'h	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A034*	155460	2346250	60	58	Granitoïde de Koadloc'h	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A035	154870	2345675	46	40	Orthogneiss de St Thurienn	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A036*	153750	2345500	26	26	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A037	152000	2345525	56	77	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A038*	151125	2344980	95	127	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A039	150660	2344700	39	33	Granitoïde d'Ergue	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A040	150075	2344125	30	85	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A041	149800	2342625	100	44	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A042	149950	2342150	134	87	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A043	150020	2342010	53	37	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A044	150560	2340920	69	62	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A045	151100	2339600	32	111	Formations résiduelles des plateaux	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
2998A046	150800	2338750	29	43	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A047	150650	2337620	31	30	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A048	150175	2336225	148	112	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A049	149580	2332975	27	75	Granitoïde de Riec	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5
2998A050	149930	2332500	70	52	Granitoïde de Riec	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5

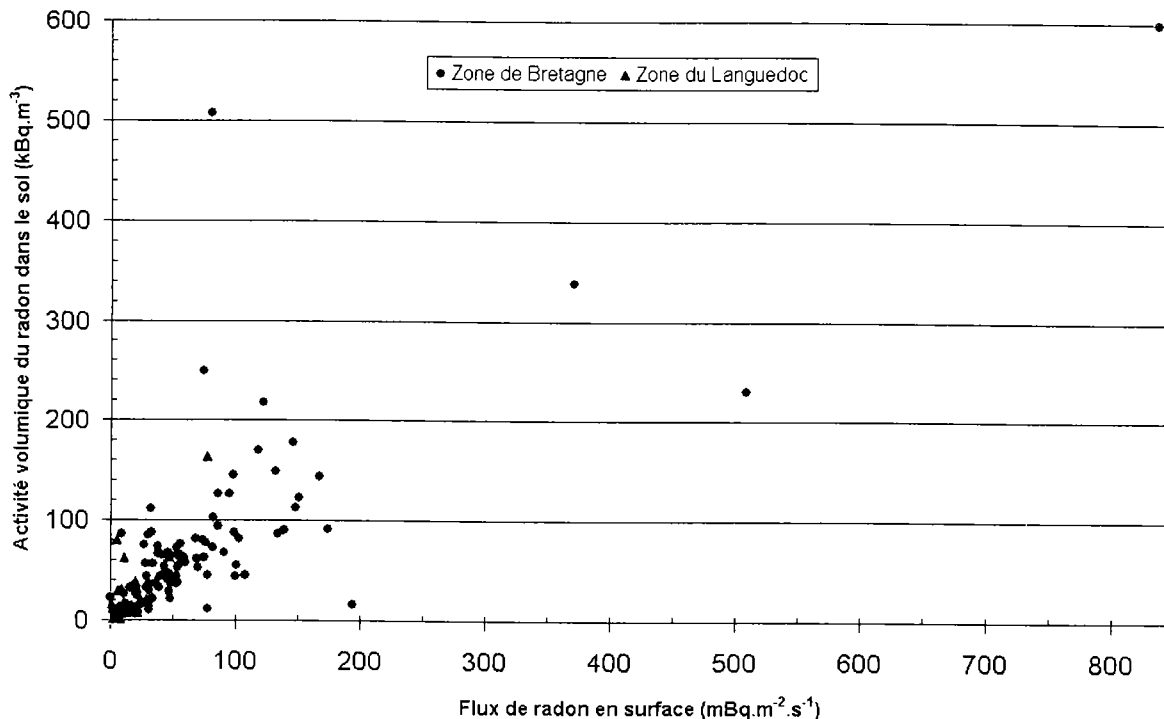
Tableau A3-4-1 (suite).

Code point	Coordonnées en Lambert II étendu		Flux de radon moyen en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Av moyenne du radon dans le sol (°) (kBq.m ⁻³)	Formation géologique	Lithologie	Teneurs moyennes en U (ppm)
	Longitude (m)	Latitude (m)					
2998A051	151300	2331180	194	16	Formation de Kerfany	Métasédiments	0 - 4 5
2998A052	151950	2330850	47	29	Formation de Kerfany	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A053*	153100	2329700	118	171	Orthogneiss de Moelan	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A054	152250	2328800	132	149	Orthogneiss de Moelan	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A055*	151630	2328500	48	21	Formation de Kerfany	Métasédiments	0 - 4 5
2998A056	149650	2326800	29	33	Formation de Brigneau	Metasédiments	0 - 4 5
5698A060	168700	2360700	55	63	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A061	166850	2356750	99	88	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A062	138130	2330530	48	64	Granitoïde de Trégunc	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5
2998A063	137600	2334100	48	42	Granitoïde de Trégunc	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5
2998A064	137800	2336730	43	53	Granitoïde de Trégunc	Granodiorites-granites peralumineux	2 - 8 5
2998A065	138050	2339000	68	81	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A066	138245	2339980	103	82	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A067	138250	2340225	47	46	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A068	138700	2340725	46	67	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A069	139300	2341650	28	57	Formation de Melgven	Métasédiments	0 - 4 5
2998A070	140620	2342275	86	94	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A071	142175	2342000	47	40	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A072	142625	2342400	54	52	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A073	142675	2343350	151	122	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A074	143360	2345850	54	54	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A075	143700	2347075	139	90	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A076	143200	2348645	20	35	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A077	143700	2350550	41	65	Granitoïde de Koadloc'h	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998A078	144625	2352500	25	16	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
2998A079	147100	2352600	17	9	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A080	153050	2354850	31	14	Grès, poudingues	Formations sédimentaires Tertiaires	0 - 4 5
5698A081	154650	2356125	21	24	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A082	160425	2359875	26	16	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A083	161925	2360875	31	9	Micaschistes Briovériens	Métasédiments	0 - 4 5
5698A084*	165250	2361900	78	12	Granitoïde de Langonnet	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698A085	166075	2362500	31	36	Granite arénisé (Langonnet)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A086	165950	2364800	16	6	Briovérien schistes satinés à biotite	Métasédiments	0 - 4 5
5698A087	162400	2366250	11	26	Briovérien argiltes, siltites, wackes	Métasédiments	0 - 4 5
5698A088	161550	2370300	53	43	Formation de Plougastel schistes et quartzites	Métasédiments	0 - 4 5
5698A089	161400	2370650	9	13	Alluvions silteuses	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
5698A090	162100	2371650	0	23	Schistes sombres et massifs à chloritoïde	Métasédiments	0 - 4 5
5698A091	162250	2372600	38	67	Formation de Pont-de-Bus-de-Chateaulin	Métasédiments	0 - 4 5
2998A092	153100	2329325	98	145	Orthogneiss de Moelan	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A093	150300	2336670	167	144	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998A094	150430	2341660	91	68	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698B027	155200	2352400	240	212	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698B028*	154900	2351250	28	30	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698B030	155660	2349875	837	598	Granitoïde de Cascadec	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
5698B032	155090	2348800	119	63	Colluvions-alluvions holocènes	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4 5
2998B042	149950	2342150	188	122	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998B048	150175	2336225	24	74	Orthogneiss de Nizon	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998B053	153100	2329700	118	113	Orthogneiss de Moelan	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998B054	152250	2328800	126	90	Orthogneiss de Moelan	Orthogneiss	0 5 - 14 5
2998B073	142675	2343350	97	81	Granitoïde de Pluguffan	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21
2998B075	143700	2347075	113	90	Granitoïde d'Ergué	Granites-leucogranites peralumineux	3 - 21

Tableau A3-4-2. Résultats des mesures ponctuelles du flux de radon en surface du sol et de l'activité volumique du radon dans le sol obtenus sur la cinquantaine des sites du transect languedocien. La lithologie ainsi que la gamme des teneurs en uranium correspondante sont également reportées. (°) mesure à 50 cm de profondeur sauf pour * : C011 : 25 cm, C027 : 25 cm, C034 : 40 cm, C044 : 23 cm. Les moyennes de l'activité volumique et du flux correspondent aux moyennes arithmétiques des résultats des deux mesures réalisées en chaque point.

Code point	Coordonnées en Lambert II étendu		Flux de radon moyen en surface du sol (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)	Av moyenne du radon dans le sol (°) (kBq.m ⁻³)	Formation géologique	Lithologie	Teneurs moyennes en U (ppm)
	Longitude (m)	Latitude (m)					
3499C001	686600	1849250	2	1	Dolomie	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5
3499C002	684425	1848565	11	63	Dolomie	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5
3499C003	682220	1849700	5	6	Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C004	681300	1849950	3		Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C005	680000	1849250			Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C006	679475	1848300	3		Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	
3499C007	678950	1847525	24	21	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C008	678600	1848525	6	30	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C009	678080	1850200	10		Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C010	678980	1850410	9	31	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C011*	679600	1850830	21	33	Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C012	680725	1853225	9		Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C013	682015	1855450	47	63	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C014	682560	1855575	40		Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C015	683360	1855920	36	39	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C016	686850	1857050	77	164	Grès et argilites grises	Grès et argilites grises (Permien)	6
3499C017	681900	1843360	11	7	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C018	680400	1843940	15	14	Schistes flyschoides gréseux	Métasédiments	0 - 4.5
3499C019	678800	1844450	25	19	Schistes gréseux	Métasédiments	0 - 4.5
3499C020	678500	1844320	20	39	Schistes gréseux	Métasédiments	0 - 4.5
3499C021	677325	1853950	7	11	Pélites et argilites rouges, grès de base	Pélites et argilites rouges, grès de base (Permien)	6
3499C022	677970	1854825	19	12	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C023	677500	1855645	16	13	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C024	677210	1856200	2	11	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C025	673000	1865525	9	8	Basalte alcalin	Basalte alcalin	0 - 2
3499C026	672800	1867175	11	7	Basalte alcalin	Basalte alcalin	0 - 2
3499C027*	673475	1869750	8	1	Basalte alcalin	Basalte alcalin	0 - 2
3499C028	673450	1870450	17	14	Basalte alcalin	Basalte alcalin	0 - 2
3499C029	686800	1823000	9	8	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C030	686080	1823370	5	5	Poudingues calcaires et siliceux	Formations sédimentaires Pliocènes	0 - 4.5
3499C031	685100	1824000	7	13	Poudingues calcaires et siliceux	Formations sédimentaires Pliocènes	0 - 4.5
3499C032	684040	1824720	7	14	Molasse sableuse et calcaire argileux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C033	682700	1825700	10	16	Molasse sableuse et calcaire argileux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C034*	681970	1826800	9	9	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C035	681620	1829480	1	17	Poudingues calcaires et siliceux	Formations sédimentaires Pliocènes	0 - 4.5
3499C036	682300	1831400	7	11	Poudingues calcaires et siliceux	Formations sédimentaires Pliocènes	0 - 4.5
3499C037	683540	1835450	2	13	Marnes et calcaire gréseux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C038	683375	1836000	5	80	Marnes et calcaire gréseux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C039	683180	1836750	5	12	Marnes et calcaire gréseux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C040	683130	1838100	6	9	Molasse sableuse et calcaire argileux	Formations sédimentaires Miocènes	0 - 4.5
3499C041	686580	1853800	5		Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C042	686800	1855700	22	13	Alluvions (sable et galets)	Formations superficielles Quaternaires	0 - 4.5
3499C043	687425	1856930	29	21	Grès et pélites rouges	Grès et pélites rouges (Permien)	6
3499C044*	690450	1869400	22	8	Dolomie	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5
3499C045	690475	1870325	9	13	Dolomie	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5
3499C046	690330	1871430	31		Dolomie	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5
3499C047	687100	1872800	29		Calcaire argileux bioclastique	Roches carbonatées Secondaires et Tertiaires	0 - 4.5

L'ensemble des mesures ponctuelles réalisées sur les deux transects ont montré qu'il existe globalement une assez bonne corrélation entre l'activité volumique du Rn mesurée dans le sol et le flux de Rn en surface au même point (Fig. ci-dessous).



Corrélation entre l'activité volumique du Rn mesurée dans le sol et le flux de Rn mesuré à la surface du sol au même point.

3. Mesures de l'activité volumique du radon dans l'habitat.

Rappelons que la concentration en Rn mesurée dans une habitation correspond à une mesure intégrée au minimum sur deux mois. L'incertitude (1 sigma) sur le résultat est de 25 % pour une concentration inférieure ou égale à 10 Bq.m⁻³, de 12 % pour une concentration de 50 Bq.m⁻³, de 8 à 6 % pour une concentration comprise entre 100 et 200 Bq.m⁻³, et inférieure à 4 % pour une concentration supérieure à 400 Bq.m⁻³.

Transect de Bretagne :

La campagne de mesures de l'activité volumique du radon dans des maisons individuelles, organisée dans le cadre de ce projet, a conduit à la réalisation de 49 mesures dans le Finistère et de 36 dans le Morbihan (*).

Dans le département du Finistère, les concentrations en radon varient entre 8 et 2896 Bq.m⁻³. Six maisons présentent une concentration supérieure à 1000 Bq.m⁻³ et cinq entre 400 et 1000 Bq.m⁻³. Dans le département du Morbihan, les concentrations sont comprises entre 24 et 1121 Bq.m⁻³. Une maison présente une activité volumique du radon supérieure à 1000 Bq.m⁻³ et six entre 400 et 1000 Bq.m⁻³.

Transect du Languedoc :

La campagne menée dans l'Hérault (*), au cours de l'hiver-printemps 1999/2000, a permis la réalisation de 21 mesures. Les concentrations en radon mesurées sont globalement faibles et généralement inférieures à 200 Bq.m⁻³. En effet, elles sont majoritairement comprises entre 5 et 172 Bq.m⁻³ ; une seule valeur atteint 484 Bq.m⁻³. En outre, 80 % des valeurs mesurées ne dépassent pas 100 Bq.m⁻³.

(*) La pose des dosimètres pour les mesures de la concentration en radon dans l'habitat a été réalisée en relation avec les Directions Départementales des Affaires Sanitaires et Sociales (DDASS) du Finistère (Quimper) et de l'Hérault (Montpellier), conformément à la procédure suivie dans le cadre de la campagne nationale IPSN-DGS et aux contraintes propres à ce travail de recherche. Pour le département du Morbihan, ces mesures ont été effectuées en partenariat avec le Laboratoire de Recherches Appliquées Atmosphère Hydrosphère (LARA AH) de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest).

ANNEXE 3-5 :
principe des calculs d'incertitude sur les mesures
ponctuelles des niveaux de radon.

Les calculs d'incertitude ont été réalisés d'après la norme AFNOR XP X 07-020.

1. Principe du calcul de l'incertitude de mesure de l'activité volumique du radon dans une fiole scintillante.

Soient :

- N : comptage sur 3 minutes (coups),
- bdf : bruit de fond sur 3 minutes (coups),
- Vf : volume de la fiole (m³),
- R : rendement de la fiole (0.61, fixé par le constructeur),
- u : incertitude.

A l'équilibre, au bout de 3 heures, et pour 3 minutes de comptage, l'activité volumique du radon dans une fiole (en Bq.m⁻³) s'exprime par :

$$A = \frac{N - bdf}{3 \times 3 \times 60 \times R \times Vf}$$

$$u^2_A = \left(\frac{\partial A}{\partial N}\right)^2 u_N^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial bdf}\right)^2 u_{bdf}^2 - \left(\frac{\partial A}{\partial R}\right)^2 u_R^2 - \left(\frac{\partial A}{\partial Vf}\right)^2 u_{Vf}^2$$

$$\frac{\partial A}{\partial N} = \frac{1}{540.R.Vf}$$

$$\frac{\partial A}{\partial bdf} = \frac{-1}{540.R.Vf}$$

$$\frac{\partial A}{\partial R} = -\frac{N - bdf}{540.R^2.Vf}$$

$$\frac{\partial A}{\partial Vf} = -\frac{N - bdf}{540.R.Vf^2}$$

$$u^2_A = \frac{1}{(540.R.Vf)^2} (u_N^2 + u_{bdf}^2) + (N - bdf)^2 \left[\frac{u_R^2}{(540.R^2.Vf)^2} + \frac{u_{Vf}^2}{(540.R.Vf^2)^2} \right]$$

avec $u_N = \sqrt{N}$, et $u_{bdf} = \sqrt{bdf}$.

$$\frac{u_A^2}{A^2} = \frac{u_N^2 + u_{bdf}^2}{(N - bdf)^2} + (540.R.Vf)^2 \left[\frac{u_R^2}{(540.R^2.Vf)^2} + \frac{u_{Vf}^2}{(540.R.Vf^2)^2} \right]$$

L'incertitude relative à la mesure de l'activité volumique s'exprime alors par la relation suivante :

$$\frac{u_A}{A} = \sqrt{\frac{u_N^2 + u_{bdf}^2}{(N - bdf)^2} + \frac{u_R^2}{R^2} + \frac{u_{Vf}^2}{Vf^2}}$$

2. Principe du calcul de l'incertitude de mesure du flux de radon en surface du sol.

Le flux de radon en surface F (Bq.m^{-3}) s'exprime par :

$$F = \frac{A.V}{S.t} \quad \text{ou} \quad F = \frac{A.h}{t},$$

avec A : activité volumique du radon dans la fiole (Bq.m^{-3}),
 V : volume du conteneur ($V=S.h$),
 S : surface couverte par le conteneur (m^2),
 t : temps de pose du conteneur (temps d'accumulation, s),
 h : hauteur totale du conteneur (m) ;

et l'activité dans la fiole s'exprime par :

$$A = \frac{N - bdf}{540.R.Vf},$$

avec Vf le volume de la fiole (m^3) et R son rendement.

$$u^2_F = \left(\frac{\partial F}{\partial A}\right)^2 \cdot u_A^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial V}\right)^2 \cdot u_V^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial S}\right)^2 \cdot u_S^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial t}\right)^2 \cdot u_t^2$$

$$u^2_F = \left(\frac{V}{S.t}\right)^2 \cdot u_A^2 + \left(\frac{A}{S.t}\right)^2 \cdot u_V^2 + \left(\frac{-AV}{S^2.t}\right)^2 \cdot u_S^2 + \left(\frac{-AV}{S.t^2}\right)^2 \cdot u_t^2$$

$$u^2_A = \frac{1}{(540.R.Vf)^2} (u^2_N + u^2_{bdf}) + (N - bdf)^2 \left[\frac{u_R^2}{(540.R^2.Vf)^2} + \frac{u_{Vf}^2}{(540.R.Vf^2)^2} \right]$$

Alors :

$$u^2_F = \left(\frac{1}{S.t}\right)^2 \left[V^2 \cdot u_A^2 + A^2 \cdot u_V^2 + \frac{A^2 V^2 \cdot u_S^2}{S^2} + \frac{A^2 V^2 \cdot u_t^2}{t^2} \right]$$

$$\left(\frac{u_F}{F}\right)^2 = u^2_F \cdot \left(\frac{S.t}{A.V}\right)^2$$

$$\left(\frac{u_F}{F}\right)^2 = \frac{u_A^2}{A^2} + \frac{u_V^2}{V^2} + \frac{u_S^2}{S^2} + \frac{u_t^2}{t^2}.$$

L'incertitude relative à la mesure du flux de radon F s'exprime alors par la relation suivante :

$$\frac{u_F}{F} = \sqrt{\frac{u_N^2 + u_{bdf}^2}{(N - bdf)^2} + \frac{u_R^2}{R^2} + \frac{u_{Vf}^2}{Vf^2} + \frac{u_V^2}{V^2} + \frac{u_S^2}{S^2} + \frac{u_t^2}{t^2}}$$

avec : $u_N = \sqrt{N}$,

$$u_{bdf} = \sqrt{bdf},$$

u_R : fixé par le constructeur à 0,061 pour $R = 0,61$,

u_{Vf} : fixé à $2,35 \text{ cm}^3$ pour $V_f = 125 \text{ cm}^3$,

u_t estimé à 300 s,

u_S et u_t correspondant à u_h estimé à 0,02 m.

ANNEXE 4-1 :

transect breton, exemple de fiche descriptive des profils de sols caractérisés sur les sites de mesures des niveaux de radon.

Les informations recueillies sur les différents sondages ont été synthétisées dans des tableaux descriptifs (Douma et al., 1999), dont un exemple est donné ci-après. Dans ces fiches synthétiques, la colonne nommée « Regroupement IPSN » distingue, au sein d'une même référence, les sols suivant leur profondeur, c'est-à-dire l'épaisseur totale des horizons à structure pédologique jusqu'au sommet de l'altérite, en trois catégories :

- **MI** : < 60 cm (regroupe les indices de profondeur 4, 5, 6 de la colonne « codification terrain »),
- **MO** : comprise entre 60 et 80 cm (indice 3 de la colonne « codification terrain »),
- **P** : > 80 cm (regroupe les indices de profondeur 1 et 2 de la colonne « codification terrain »).

Le caractère rédoxique du solum est noté par l'abréviation **HY**. La référence RANKOSOL est regroupé avec la référence BRUNISOL mince (symbole **B**). La référence LUVISOL est notée par le symbole **BL** et la référence LUVISOL-REDOXISOL dégradé par le symbole **BD**.

Les limites supérieures et inférieures de chaque horizon sont indiquées. La couleur de la matrice de l'horizon est identifiée par ses paramètres de teinte, de clarté et de pureté en utilisant les codes de la charte de couleur Munsell (1994). La couleur des taches dominantes est notée le cas échéant. La texture est appréciée manuellement ; les classes utilisées sont celles du triangle de texture du GEPPA (1981 ; annexe 2-5). La teneur en matière organique est estimée par la couleur et le toucher. Cinq classes sont distinguées :

- 1 : absence ;
- 2 : faible (≤ 2 %) ;
- 3 : moyenne (entre 3 et 4 %) ;
- 4 : forte (entre 5 et 8 %) ;
- 5 : sol tourbeux (> 8 %).

L'identification des substrats géologiques a été réalisée sur la base de la carte géologique au 1/50 000 du transect présentée dans le chapitre 3. Les différentes formations géologiques ont subi une altération, au Tertiaire, sous climat tropical, conduisant à la formation de profils d'altération à kaolinite dominante, d'une puissance de plusieurs dizaines

de mètres. Ces altérites ont ensuite été érodées et plus ou moins remaniées au cours des périodes périglaciaires. Il ne subsiste actuellement que la racine de ces formations, qui est le plus souvent sableuse et constituant des arènes granitiques. En fonction de l'activité tectonique récente, des profils d'altération complets peuvent être conservés dans des zones d'effondrement, comme c'est le cas notamment dans la cuvette de Langonnet. Lorsque le sommet de l'altérite est atteint lors du sondage du profil de sol, les caractères retenus pour sa description sont les suivants :

- la texture dominante : sable noté S (50 μm -2 mm), limon noté L (2 μm -50 μm), ou argile noté A (< 2 μm) ;
- la présence d'éléments grossiers : sables grossiers notés GROSS (1 mm-2 mm), graviers notés GRAV (2 mm-2 cm) et cailloux notés CAI (> 2 cm) ;
- la présence de signes d'hydromorphie notée HYD.


Rappel : la codification des horizons des profils de sol est décrite dans le chapitre 2, partie IV.1.

Fiche exemple










Site	Sondage	Géologie	Description							Codification Terrain	Rattachement RP 95	Regroupement IPSN	
			Horizon Type	Profondeur en cm	Couleur matrice	taches	Texture	M O	Altérite				
13	13-1	Granite Porphyroïde albitique	L	0 à 30	10YR2/2		LS	3	S GROSS	.B2	BRUNISOL	B/P	
			S1	30 à 55	10YR4/4		LS	2					
			S2	55 à 100	10YR5/6		LSA	1					
			C	100 à >110	10YR6/6		S	1					
	13-2			L	0 à 40	7.5YR2,5/3		LS	3	S GROSS	Bh2	BRUNISOL Humifère	Bh/P
				Sh	40 à 70	10YR4/4		LS	2				
				S	40 à 90	10YR4/6		LSA	1				
				C	90 à >100	10YR6/6		SL	1				
	13-3			L	0 à 30	10YR2/2		LS	3		Bh1	BRUNISOL Humifère	Bh/P
				Sh	30 à 50	10YR4/4		LS	2				
				S	50 à 110	10YR6/6		LSA	1				
				S/C	110 à >120	10YR6/6		SLA	1				
	13-4			Lg	0 à 30	10YR2/1	7.5YR3/3	SL	4		6V1	REDOXISOL	Rédoxique
				Sjg1	30 à 50	10YR4/1	7.5YR4/4	SL	1				
				Sjg2	50 à 60	7.5YR4/1	7.5YR4/4	SL	1				
				Sjg3	60 à 80	2.5YR6/4	10YR5/8	SLA	1				
Sjg4				80 à >120	10YR6/2	10YR6/8	SLA	1					
14	14-1	Colluvions de fond de vallons	Ag	0 à 40	10YR3/2	7.5YR4/4	LS	2		5V2	REDOXISOL	Rédoxique	
			Sjg1	40 à 50	10YR4/4	7.5YR4/4	LSA	2					
			Sjg2	50 à 90	10YR5/6		LSA	1					
			Sjg2/C	90 à >120	10YR6/6	10YR5/8	SLA	1					
	14-2			Ag	0 à 40	10YR3/3	5YR4/3	LS	2		5B1	BRUNISOL Rédoxique	B/P/HYD
				Sg	40 à 50	10YR4/3	7.5YR5/8	LS	2				
				S	50 à 100	10YR5/6		LSA	1				
				S/C	100 à >120	2.5Y6/6		SLA	1				
	14-3			Ag	0 à 40	10YR3/2	7.5YR4/4	LS	2		6B1	BRUNISOL Rédoxique	B/P/HYD
				Sg1	40 à 60	2.5YR5/6	10YR4/4	LSA	1				
				Sg2	60 à 100	10YR4/6	5YR5/8	LSA	1				
				Sg2/C	100 à >120	10YR6/6	5YR5/8	SLA	1				
	14-4			Ag	0 à 20	10YR3/2	7.5YR4/4	LS	2		6V1	REDOXISOL	Rédoxique
				Sjg1	20 à 30	10YR4/4	7.5YR4/4	LSA	2				
				Sjg2	30 à 40	10YR5/3	10YR5/6	LSA	1				
				Sjg3	40 à 90	2.5YR6/6	7.5YR5/8	SLA	1				
Sjg4				90 à >120	2.5YR5/6		SL	1					

**ANNEXE 4-2 : carte pédologique au
1/50 000 (réduction au 1/270 000)
du transect de Bretagne.**

0 3 6 Km



Typologie des sols

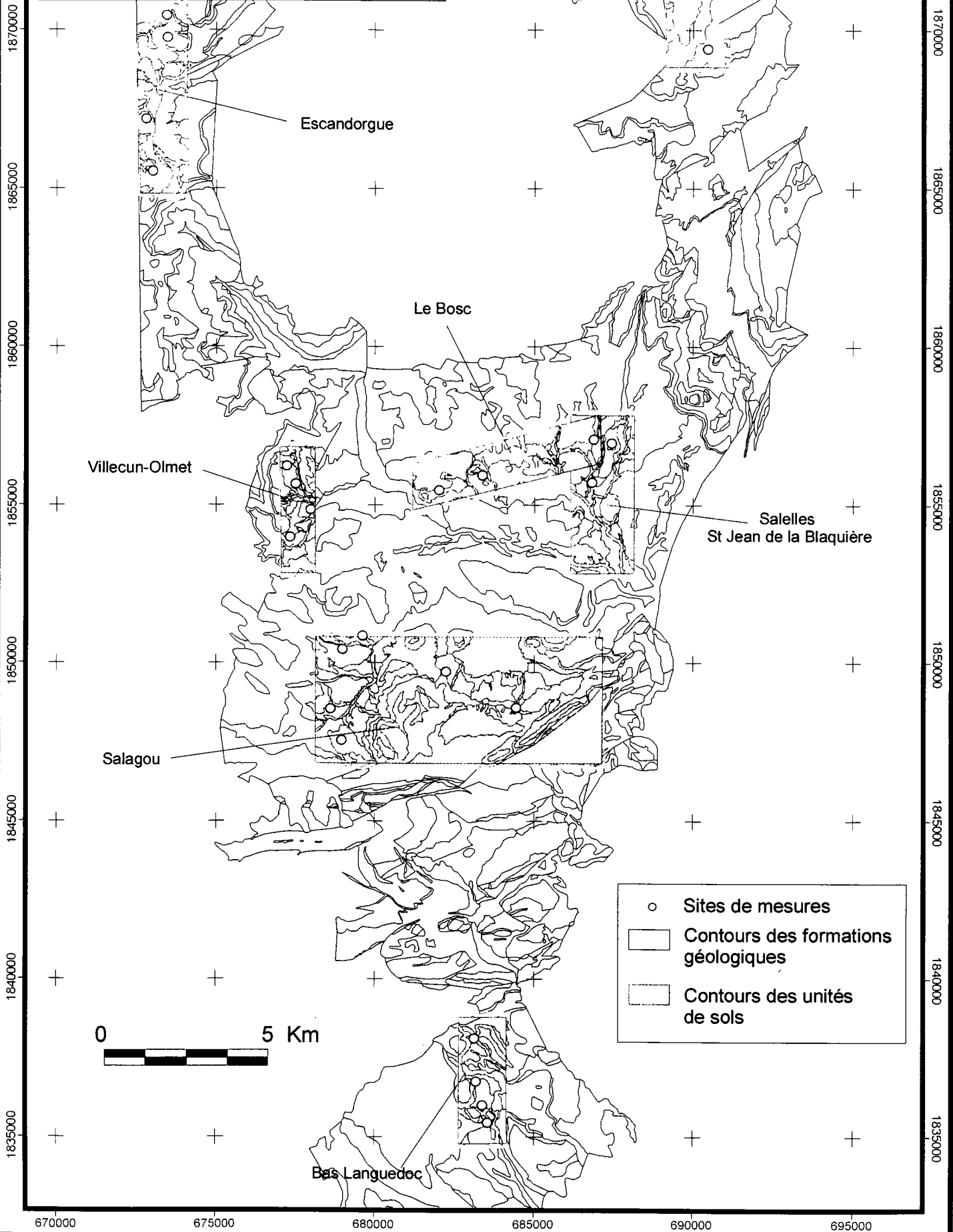
-  Brunisols
-  Brunisols minces sur arène/rankosols
-  Luvisols
-  Luvisols rédoxisols dégradés
-  Rédoxisols
-  Anthroposols
-  Complexe de pente : blocs rocheux dans une matrice limono-sableuse
-  Points de mesures (concentration en radon dans le sol et flux de radon en surface, humidité, porosité et teneur en Ra du sol)
-  Contours des formations géologiques

ANNEXE 4-3 :

A) Secteurs d'étude sélectionnés sur le transect du Languedoc, pour la cartographie des unités pédologiques au 1/50 000.

B) Exemple de fiche descriptive synthétisant les caractéristiques des profils de sols sur les 34 sites de mesures des niveaux de radon correspondant à ces secteurs.

A) Carte des secteurs de cartographie
pédologique au 1/50 000 du transect
du Languedoc caractérisant 34 sites
de mesures des niveaux de radon.



B)

PAYSAGE REGIONAL	Unité cartographiques (UC)		Correspondances		US/UC	Profil
	N°	Description sommaire du sol associé (US)	100 Lodève	250 Hérault	%	N°

1. ESCANDORGUE - 4 profils existants dans le secteur cartographié

Sommets basaltiques		Andosol Sol acide de type A/C, limono-argileux, profond (> 100 cm), humifère, reposant sur un horizon C limono-sableux, graveleux <i>Lande à genêt ou prairie</i>	53	746A /692	80	82012 82013 82014 82016
	1.2	Andosol humifère hydromorphe Sol acide, limono-argileux, profond (> 100 cm), très humifère, hydromorphe, voire engorgé <i>Prairie</i>	52	746A /659	10	-
		Sol andopodzolique Sol très acide de type A/C, limoneux, humifère, moyennement profond (60 cm), reposant sur un horizon C limono-sableux, caillouteux <i>Hêtraies et douglas</i>	53	746A /871	10	-
Plateaux de calcaire dur à plaquettes	1.4	Sol lithocalcique humifère et rendzine Sol calcaire de type A/C ou A/R, limono-sablo-argileux à limono-argilo-sableux, peu profond (15-40 cm), très caillouteux (20 à 50 %)	-	712C/675 (711)	20 (80)	-
Versants à calcaire dur à plaquettes et marnes		Sol brun calcique à calcaire sur marne Sol de type A/B/C profond (80-100 cm), argilo-limono-sableux à argileux, généralement calcaire, brun jaune, peu caillouteux (< 10 %)	-	754A/701 (678)	30 (20)	-
	1.6	Sol brun calcique à calcaire colluvial sur marne Sol de type A/B/C profond (80-100 cm), argilo-limono-sableux à argileux, très calcaire, brun jaune olive à gris bleuté, caillouteux (20 %)	-	754A/683	30	-
Plateaux de calcaire dur et dolomie		Sol brun calcaire, rendzine et affleurements calcaires Sol de type A/C ou A/R ou R, limono-argilo-sableux à sablo-argilo-limoneux, superficiel (10-30 cm), très caillouteux (20-50 %) Fort taux de calcaire magnésien sur dolomie. Absence de sol sur affleurement calcaire.	43a 47 46	759B/674, 675 759B/684, 685 759B/764, 849	25, 20 30, 5 5, 5	-
		Rendzine, sol brun calcaire et affleurements calcaires Sol de type A/C ou A/R ou R, limono-argilo-sableux à sablo-argilo-limoneux, superficiel (20-40 cm), très caillouteux (20-50 %)	-	554B/535	50	-
		Sol de type A/B/C profond (80-100 cm) sur colluvions. Absence de sol sur affleurement calcaire.	-	554B/(534) 554B/536	10 20	-

2. LARZAC - Pas de profil existant à proximité du secteur cartographié

Calcaire dur Dolines vastes et planes		Sol brun calcique à fersiallitique sur calcaire dur Sol de type A/B/C moyennement profond (40-60 cm), argilo-limono-sableux, généralement calcique, rougeâtre, caillouteux (20 %) <i>Pâturage, cultures céréalières</i>	43a 44	712B/702	100	-
	2.2	Sol fersiallitique, rendzine et affleurements calcaires Sol de type A/C ou A/R ou R, limono-argilo-sableux à sablo-argilo-limoneux, superficiel (15-30 cm), très caillouteux (20-50 %) Absence de sol sur affleurement calcaire. <i>Chênes pubescents, pin sylvestre et garrigue</i>	43a 40a	723D/674, 675, 676 723D/764	20, 25, 5 40	-
Calcaire dur massif en bancs épais	2.3	Sol brun colluvial de remplissage des dolines Sol moyennement profond (40-60 cm), limono-sableux à limono-sablo-argileux, rougeâtre, non calcaire <i>Pâturage, cultures céréalières</i>	41	723D/648	3	-
		Sol peu évolué, rendzine et affleurements calcaires Sol de type A/C ou A/R ou R, limono-argilo-sableux à sablo-argilo-limoneux, superficiel (10-30 cm), très caillouteux (20-50 %) Fort taux de calcaire magnésien sur dolomie. Absence de sol sur affleurement calcaire. <i>Pelouses sèches</i>	47 46	759B/684 759B/764, 849	30 5, 5	-
Plateaux de calcaire dur et dolomie	2.5	Sol brun colluvial de remplissage des dolines Sol moyennement profond (40-60 cm), limono-sableux à limono-sablo-argileux, rougeâtre, non calcaire <i>Pâturage, cultures céréalières</i>	48	759B/685	5	-

Numérotation des UC	Elle est indépendante pour chacun des 7 secteurs cartographiés
Correspondance	
100 Lodève	Carte à 1/100 000 levée par P. BONFILS et collaborateurs (INRA Montpellier) et publiée en 1993
250 Hérault	Carte à 1/250 000 du département de l'Hérault (réalisée de 1989 à 1999) et publiée en 1999 par fascicules départementaux
US/UC %	N° UC / N° US, par exemple : 759B / 692 % de l'US dans chaque UC de la carte à 1/250 000 de l'Hérault Nota : les US définies au plan départemental dans les UC ne sont pas forcément toutes présentes dans les secteurs cartographiés, ceux-ci représentant environ 1 % du département
Profils	Profils de sols relevés dans les secteurs cartographiés au 1/50 000ème

UC	IPSN	Principaux caractères des sols											Commentaires éventuels
N°	N°	Prof. éch. cm	Prof. sol cm	Texture S, L, A	Cx %	RU mm	Hy	K	MO %	CaCO3 %	pH		

1. ESCANDORGUE

1.1	25	25 / 00-25	100	Lsa	15-20	140	0	2	13,7	0,2	6,0	Unité de sol rapportée vraisemblablement de façon erronée à 446B dans le 1/250 000 de l'Hérault (< 500 m, ici alt. de 800 à 900 m)
		25 / 25-50		Lsa	0-5		0		4,6	0,2	6,0	
	26	26 / 00-25	40	Sal	0-5	60	0	1-2	9,3	0,3	5,9	
	27	27 / 00-25	80	LAS	20-50	120	0	2	13,7	0,2	5,7	
		27 / 25-50		LAS	0-10		0		2,4	0,2	6,2	
1.2	28	28 / 00-25	80	Lsa	0	120	0	3	11,0	0,2	5,9	
		28 / 25-50		Lsa	< 5			+		2,0	0,2	
1.3	-	-	50		20-40	80	0	2	15-20	-	< 5,5	Evolution du sol 1.1 sous forêt de conifères en particulier
1.4	-	-	15-40	Lsa	20-50	40	0	1-2	5,0	5-10	> 8,0	
1.5	-	-	80-100	Als-A	< 10	140	0	2	3-5	20-40	> 8,0	
1.6	-	-	80-100	Als-A	20	150	0	2	5,0	20-40	> 8,0	
1.7	-	-	10-30	LAS-Sal	20-50	30	0	1	5,0	5-10	7,5-8,0	
										(< 2,0)		
1.8	-	-	20-40	LAS-Sal	20-50	30	0	1	5,0	10-15	7,5-8,0	

2. LARZAC

2.1	-	-	40-60	Als	20	60-80	0	2	5,0	5-10	7,5-8,0	Cartographie des types de sols reliée au matériau géologique (présence/absence de fortes teneurs en magnésium) et au développement de la végétation en relation avec l'importance du volume de terre fine
2.2	45	45 / 00-25	25	A	10-20	35	0	1	8,1	10,0	7,8	
	46	46 / 00-25	15	A	10-20	25	0	1	10,0	2,3	7,5	
2.3	-	-										
2.4	44	44 / 00-25	30	LAS	5-10	40	0	1	9,5	12,6	8,0	
2.5	-	-	60	LSA	20-40	60-80	0	1-2	3-5	5-10	7,5-8,0	

Résultats IPSN	En ombré, analyses réalisées sur les placettes IPSN, en italique, données tirées de la carte à 1/100 000 de LODEVE
Caractères des sols	Placettes numérotées ayant fait l'objet de mesures de Radon avec profondeur d'échantillonnage
Prof. sol	Profondeur de sol potentiellement colonisable par la majorité des racines
Texture	Composition de l'échantillon en sable (S), limon (L) et argile (A)
Cx	Taux de pierrosité estimée
RU	Réserve en eau utile disponible pour les plantes estimée avec Prof. sol et Texture
Hy	Notation de l'excès d'eau : 0 absent (+ présence), 1 faible en profondeur, 2 modéré à moyenne profondeur, 3, important dès 30 cm de profondeur, 4 très important dès la surface
K	Perméabilité estimée selon texture, profondeur et matériau géologique : 1 très perméable (> 100 mm/h), 2 perméable (50-100 mm/h), 3 moyt perméable (5-50 mm/h), 4 peu perméable (< 5 mm/h)

ANNEXE 4-4 :

résultats des mesures par spectrométrie gamma de l'activité du radium 226
et de l'uranium 238 des sols.

Transect breton :

Code point	Profondeur (m) échantillon de sol	²¹⁴ Pb (Bq.kg ⁻¹)	²¹⁴ Bi (Bq.kg ⁻¹)	e ²²⁶ Ra (Bq.kg ⁻¹)	e ²³⁸ U (Bq.kg ⁻¹)	Concentration en ²²² Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Flux de ²²² Rn (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)
5698A001	0.5	173.8	190.9	182.35	186.3	248.957	74
5698A002	0.5	50.11	55.86	52.985	65.4	88.024	33
5698A003	0.5	57.16	50.34	53.75	45.67	45.886	44
5698A004	0.5	103	109.5	106.25	59.23	45.272	78
5698A005	0.5	60.63	51.63	56.13	56.36	47.821	66
5698A006	0.3	124.9	135.6	130.25	99.68	507.123	80
5698A007	0.5	50.67	49.77	50.22	45.22	38.114	68
5698A008	0.5	86.36	89.36	87.86	58.26	340.000	371
5698A009	0.5	76.08	75.79	75.935	66.5	91.990	174
5698A010	0.5	130.6	152.5	141.55	118.2	126.123	86
5698A011	0.5	55.49	54.65	55.07	48.37	44.142	40
5698A012	0.5	58.75	51.98	55.365	44.51	37.318	48
5698A013	0.5	62.25	68.93	65.59	38.97	62.583	75
5698A015	0.5	46.87	59.86	53.365	50.69	65.993	55
5698A016	0.5	99.66	86.53	93.095	82.5	177.348	146
5698A017	0.5	45.32	44.32	44.82	35.43	21.771	34
5698A018	0.5	108.4	110.5	109.45	96.28	44.963	108
5698A019	0.5	54.91	57.49	56.2	25.33	11.994	15
5698A020	0.5	48.58	45.04	46.81	40.25	56.151	34
5698A021	0.5	80.54	90.83	85.685	54.46	80.497	97
5698A022	0.5	64.62	63.83	64.225	38.52	73.892	38
5698A023	0.5	52.51	51.76	52.135	45.74	33.176	16
5698A024	0.6	49.18	52.68	50.93	42.27	16.824	12
5698A025	0.5	50.33	53.74	52.035	49.75	86.003	9
5698A026	0.15	50.09	52.85	51.47	30.02	7.432	13
5698A027	0.5	148.8	153.4	151.1	203.7	217.722	122
5698A028	0.25	64.81	73.69	69.25		102.611	82
5698A029	0.5	61.22	62.09	61.655	57.33	55.355	101
5698A030	0.45	57.85	59.22	58.535	53.96	230.845	600
5698A031	0.5	82.36	85.18	83.77	55.97	72.864	82
5698A032	0.5	73.44	75.53	74.485	58.11	77.367	93
2998A033	0.5	50.76	51.18	50.97	47.76	62.744	59
2998A034	0.5	45.37	50.19	47.78	44.56	57.802	60
2998A035	0.4	60.55	63.16	61.855	39.61	39.938	46
2998A036	0.5	65.41	74.11	69.76	51.51	26.466	
2998A037	0.5	85.56	77.21	81.385	71.63	76.882	56
2998A038	0.5	60.8	68.13	64.465	51.53	126.922	95
2998A039	0.5	57.82	56.68	57.25	45.4	32.565	39
2998A040	0.5	50.16	53.55	51.855	48.14	85.466	30
2998A041	0.5	59.03	61.13	60.08	42.7	44.114	100
2998A042	0.5	79.41	83	81.205	64.5	86.772	134
2998A043	0.5	62.4	61.09	61.745	50.72	36.691	53
2998A044	0.5	96.99	107	101.995	93.61	61.598	69
2998A045	0.4	73.02	71.27	72.145	66.84	111.209	32
2998A046	0.5	54.4	58.92	56.66	43.29	43.315	29
2998A047	0.25	50.45	51.39	50.92	36.62	30.160	41

Transect breton (suite) :

Code point	Profondeur (m) échantillon de sol	^{214}Pb (Bq.kg $^{-1}$)	^{214}Bi (Bq.kg $^{-1}$)	$e^{226}\text{Ra}$ (Bq.kg $^{-1}$)	$e^{238}\text{U}$ (Bq.kg $^{-1}$)	Concentration en ^{222}Rn dans le sol (kBq.m $^{-3}$)	Flux de ^{222}Rn (mBq.m $^{-2}$.s $^{-1}$)
2998A048	0.5	57.27	53.88	55.575	53.95	112.265	148
2998A049	0.5	41.94	43.03	42.485	35.46	74.743	27
2998A050	0.5	46.15	42.67	44.41	34.92	52.351	70
2998A051	0.4	17.45	21.25	19.35	13.72	15.833	194
2998A052	0.5	46.12	54.43	50.275	44.11	28.907	47
2998A053	0.5	61.22	64.85	63.035	54.14	170.614	118
2998A054	0.55	76.64	76.24	76.44	58.93	148.605	132
2998A055	0.2	47.88	55.26	51.57	50.3	20.725	48
2998A056	0.5	37.43	34.56	35.995	30.17	33.179	29
5698A060	0.5	101.6	101.3	101.45	97.35	63.435	55
5698A061	0.5	76.18	76.62	76.4	49.91	87.820	99
2998A062	0.5	49.78	50.76	50.27	33.54	63.969	48
2998A063	0.5	46.96	57.64	52.3	49.33	42.444	48
2998A064	0.4	52.94	54.59	53.765	50.18	53.475	43
2998A065	0.5	42.81	39.92	41.365	31.4	81.398	68
2998A066	0.5	37.53	37.47	37.5	41.39	81.599	103
2998A067	0.5	38.17	40.28	39.225	26.36	46.034	47
2998A068	0.5	41.8	42.08	41.94	39.52	67.228	46
2998A069	0.5	40.77	43.8	42.285	47.25	56.750	28
2998A070	0.5	61.3	60.13	60.715	54.35	94.497	86
2998A071	0.5	59.35	60.72	60.035	58.45	39.849	47
2998A072	0.5	55.93	65.52	60.725	55.77	52.182	54
2998A073	0.5	55.98	61.25	58.615	57.86	122.419	151
2998A074	0.5	67.42	73.35	70.385	60.63	53.855	54
2998A075	0.3	62.34	65.87	64.105	45.99	90.228	139
2998A076	0.5	109	115.7	112.35	68.81	34.768	20
2998A077	0.5	62.61	67.69	65.15	59.01	64.614	41
2998A078	0.5	48.31	45.38	46.845	39.29	16.053	25
2998A079	0.5	27.83	33.07	30.45	25.15	9.092	17
5698A080	0.5	66.14	69.85	67.995	49.11	13.793	31
5698A081	0.5	49.34	46.81	48.075	45.19	24.432	21
5698A082	0.5	53.05	54.85	53.95	33.22	16.317	26
5698A083	0.5	60.81	60.24	60.525	42.22	9.493	31
5698A084	0.15	72.96	75.54	74.25	48.82	11.864	78
5698A085	0.5	39.18	42.98	41.08	33.96	35.978	31
5698A086	0.45	32.32	33.86	33.09	30.88	6.040	16
5698A087	0.4	27.16	28.59	27.875	25.38	26.462	11
5698A088	0.5	83.97	91.46	87.715	43.84	43.370	53
5698A089	0.5	67.53	74.34	70.935	43.57	12.679	9
5698A090	0.5	47.22	53.3	50.26	39.74	22.870	0
5698A091	0.35	39.84	44.83	42.335	33.85	66.759	38
2998A092	0.5	75.91	90.82	83.365	75.34	117.880	98
2998A093	0.5	65.88	69.73	67.805	56.8	153.262	167
2998A094	0.53	89.06	88.53	88.795	43.77	68.037	91
5698B027	0.5	91.16	85.48	88.32	89.31	239.675	212
5698B028	0.45	75.9	83.59	79.745	87.24	27.775	30
5698B030	0.5	132.7	113.9	123.3	71.41	836.755	598
5698B032	0.5	82.65	87.83	85.24	58.64	119.290	63
2998B042	0.5	77.8	69.38	73.59	69.28	188.270	122
2998B048	0.5	50.79	49.75	50.27	46.27	24.400	74
2998B053	0.5	50.43	50.46	50.445	45.67	149.860	108
2998B054	0.5	56.83	57.84	57.335	50.38	126.250	90
2998B073	0.5	62.97	63.01	62.99	65.24	96.950	81
2998B075	0.4	56.51	63.18	59.845	58.64	113.110	129

Transect languedocien :

Code point	Profondeur (m) échantillon de sol	^{214}Pb (Bq.kg ⁻¹)	^{214}Bi (Bq.kg ⁻¹)	$e^{226}\text{Ra}$ (Bq.kg ⁻¹)	$e^{238}\text{U}$ (Bq.kg ⁻¹)	Concentration en ^{222}Rn dans le sol (kBq.m ⁻³)	Flux de ^{222}Rn (mBq.m ⁻² .s ⁻¹)
3499C001						1.181	2
3499C002	0.55	38.8	40.8	39.8	24.1	62.534	11
3499C003	0.45	32.4	33.2	32.8	22.2	6.427	5
3499C004	0.00	39.1	44.6	41.8	32.3		3
3499C005							
3499C006							3
3499C007	0.50	44.7	38.9	41.8	29.7	20.894	24
3499C008	0.65	44.4	46.6	45.5	56.7	29.563	6
3499C009							10
3499C010	0.51	70.9	68.2	69.5	62.8	31.436	9
3499C011	0.20	50.3	68.4	59.3	52.2	33.079	21
3499C012							9
3499C013	0.40	62.9	68.5	65.7	70.7	63.459	47
3499C014							40
3499C015	0.45	56.8	58.6	57.7	52.8	39.218	36
3499C016	0.40	73.6	70.2	71.9	62.3	164.023	77
3499C017	0.53	17.8	20.1	19.0	14.6	7.137	11
3499C018	0.40	39.1	36.9	38.0	24.0	14.018	15
3499C019	0.30	39.5	45.1	42.3	21.8	19.297	25
3499C020	0.54	36.5	32.5	34.5	43.1	39.444	20
3499C021	0.47	38.4	37.6	38.0	0.0	11.107	7
3499C022	0.25	42.3	46.4	44.3	30.6	12.171	19
3499C023	0.46	32.8	35.1	34.0	24.8	13.328	16
3499C024	0.25	36.0	35.8	35.9	31.6	11.445	2
3499C025	0.40	39.1	41.2	40.1	34.3	7.620	9
3499C026	0.43	46.6	45.1	45.9	35.5	7.304	11
3499C027	0.15	32.7	31.5	32.1	15.2	0.731	8
3499C028	0.45	20.1	21.3	20.7	20.9	14.470	17
3499C029	0.54	28.5	30.6	29.5	24.2	7.963	9
3499C030	0.50	31.4	27.4	29.4	22.3	5.346	5
3499C031	0.54	39.5	39.7	39.6	25.5	13.315	7
3499C032	0.52	38.3	36.8	37.6	23.1	14.020	7
3499C033	0.55	29.9	32.0	31.0	24.9	16.325	10
3499C034	0.30	15.0	15.6	15.3	11.7	9.103	9
3499C035	0.50	29.0	29.6	29.3	34.5	16.497	1
3499C036	0.60	30.2	17.8	24.0	20.6	10.692	7
3499C037	0.50	36.1	35.3	35.7	26.4	12.517	2
3499C038	0.50	42.8	45.0	43.9	30.7	80.079	5
3499C039	0.50	28.8	27.9	28.4	24.6	11.859	5
3499C040	0.50	29.5	27.0	28.3	25.6	8.724	6
3499C041							5
3499C042	0.40	50.8	55.9	53.3	29.0	12.980	22
3499C043	0.25	161.7	157.6	159.7	121.9	21.357	29
3499C044	0.18	70.1	70.8	70.5	18.0	7.758	22
3499C045						13.113	9
3499C046	0.40	100.4	109.8	105.1	40.8		31
3499C047	0.07	109.7	115.7	112.7	48.8		29

Lexique des termes géologiques

- Acide : se dit d'un magma ou d'une roche magmatique contenant 66 % en poids ou plus de SiO_2 , et pauvres en Mg, Fe, Ca (15 % ou moins).
- Albite : minéral, feldspath plagioclase sodique.
- Altérite : formation superficielle résultant de l'altération et de la fragmentation sur place de roches antérieures sans transformations pédologiques notables.
- Amphibolite : roche métamorphique à amphiboles essentiellement et à plagioclases, vert sombre et présentant souvent une schistosité.
- Anatexie : processus conduisant par fusion partielle de roches métamorphiques à la genèse de migmatites, puis d'un magma.
- Apatite : minéral, phosphate $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ (OH,F,Cl), du système hexagonal, incolore, blanc, vert à bleu violacé. C'est un minéral accessoire en petits cristaux des roches riches en Ca (carbonatites et calcaires), et des roches magmatiques alcalines (granites, syénites, pegmatites et laves équivalentes).
- Arène : sable grossier résultant de l'altération sur place de roches magmatiques ou métamorphiques riches en quartz et feldspath (granites et gneiss en particulier).
- Basique : se dit d'une roche magmatique pauvre en SiO_2 (45 à 52 % en poids) d'où absence de cristaux de quartz, et riche en Mg, Fe, Ca (20 à 35 %).
- Biotite : mica noir, phyllosilicate à feuillets élémentaires de 0,1 nm, ferromagnésien.
- Chlorite : phyllosilicate à feuillets élémentaires de 1,4 nm, hydraté et ferromagnésien. C'est une famille complexe de minéraux en cristaux aplatis donnant des lamelles de teinte verte.
- Collisionnel : stade correspondant à l'affrontement de deux masses continentales résultant de la fermeture d'un domaine océanique, et s'accompagnant de déformations très importantes.
- Colluvion : dépôt de bas de pente relativement fin, et dont les éléments ont subi un faible transport contrairement aux alluvions.
- Cordiérite : cyclosilicate, minéral en prismes trapus ou en grains xénomorphes, de teinte brune le plus souvent, pouvant être bleu foncé ou violacé. Il est commun dans les roches métamorphiques (schistes, micaschistes, gneiss, granulites), et parfois dans des granites à biotite et à muscovite, et des pegmatites.

Diorite : roche magmatique plutonique grenue, essentiellement composée de plagioclases et d'amphibole verte, avec un peu de biotite.

Eluvial : se dit de l'horizon d'un sol qui a subi un lessivage.

Feldspath : tectosilicate, silico-aluminate potassique, sodique ou calcique ; minéral qui se présente en plaquettes ou en prismes transparents à blanchâtres, parfois colorés en rose ou jaune ; il fait partie des minéraux essentielles de la plupart des roches magmatiques et de certaines roches métamorphiques ; il est parfois présent dans les filons hydrothermaux.

Foliation : structure s'appliquant dans le texte aux roches métamorphiques dont les éléments minéraux ont été réorientés selon un plan de schistosité, où ont cristallisés selon ce plan, qui est alors le plan de foliation.

Gabbro : roche magmatique plutonique grenue, de teinte vert noirâtre mouchetée de blanc, dont l'équivalent dans les roches effusives est le basalte, composée de plagioclase et de pyroxène interstitiel, secondairement d'amphibole brune, d'olivine et de biotite.

Gneiss : roche métamorphique très commune, à grain moyen à grossier, à foliation souvent nette caractérisée par des lits de teinte sombre riches en minéraux ferromagnésiens (micas, amphiboles...), en alternance avec des lits clairs constitués de quartz et de feldspaths. Selon l'origine, on distingue les *paragneiss* dérivant du métamorphisme de roches sédimentaires, et les *orthogneiss* issus de roches magmatiques (granitoïdes, syénites, diorites).

Granitoïde : terme désignant l'ensemble des granites, des granites monzonitiques et des granodiorites.

Granoblastique : s'applique à la structure des roches métamorphiques montrant des cristaux de taille sensiblement égale, en grains indentés et égrenés, sans orientation préférentielle apparente.

Granodiorite : roche magmatique plutonique voisine des granites, contenant du quartz (>10%), des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens : biotite, amphibole, parfois pyroxène.

Granulite : roche métamorphique de haut grade (haute température, haute pression), à grain fin, de teinte claire avec quartz et feldspaths dominants, hypersthène et grenat (minéraux accessoires : sillimanite, disthène, rutile, cordiérite, spinelle). La texture est finement granoblastique orientée.

Graptolites : groupe zoologique constitué d'animaux marins, surtout pélagiques, tous fossiles.

Hydromorphe : se dit d'un sol dont la morphologie indique une saturation en eau permanente ou périodique.

Illuvial : se dit de l'horizon d'un sol qui a subi une accumulation.

Interstatifié : qui s'est déposé entre des couches sédimentaires.

Lépidoblastique : s'applique à la structure des roches métamorphiques montrant des minéraux en lamelles (micas), empilés les uns sur les autres, formant des lits parallèles entre eux, orientés selon le plan de schistosité ou de foliation.

Leucocrate : se dit d'une roche magmatique riche en minéraux « blancs » (quartz, feldspaths).

Linéation : structure d'origine tectonique se traduisant par des lignes parallèles entre elles.

Mafique : s'applique aux roches magmatiques contenant des minéraux riches en Fe et Mg.

Mésostase : matière interstitielle vitreuse ou à grain très fin remplissant l'espace intercrystallin dans les roches volcaniques.

Métamorphisme : transformation d'une roche à l'état solide par élévation de température et/ou de pression, entraînant des recristallisation minérale, des modifications de la texture et de la structure de la roche.

Métasédiment : roche sédimentaire ayant subi un métamorphisme.

Métasomatose : métamorphisme allochimique qui s'accompagne d'une modification de la composition chimique globale des roches originelles.

Migmatite : ensemble constitué d'un mélange de roches de type granites et gneiss. Ces roches sont à la limite entre des roches métamorphiques catazonales et des roches magmatiques, et leur genèse est due à une anatexie partielle.

Muscovite : micas blanc.

Phénocrystal : cristal de grande taille déjà présent dans le liquide magmatique avant sa cristallisation en roche magmatique.

Plutonique : une roche plutonique est une roche magmatique formées par cristallisation lente du magma à une certaine profondeur, grenues en général.

Porphyroclaste : cristal de grande taille.

Porphyroïde : se dit d'une roche magmatique dont la structure présente des cristaux de grande taille dispersés au sein d'autres plus petits.

Poudingue : roche sédimentaire détritique formée pour 50% au moins d'éléments arrondis (galets) de diamètre > 2 mm, liés par un ciment.

Sapropélique : comportant une grande proportion de matière organique.

Schiste: roche métamorphique (métasédiment) ayant acquis une structure en feuillets, une schistosité sous l'effet de contraintes tectoniques (micaschiste : schiste constitué de micas essentiellement).

Sillimanite : minéral ; néosilicate d'alumine Al_2SiO_5 , en prismes fins et allongés, blanc porcelaine, ou en bouquet de fibres, présent dans les roches métamorphiques de type micaschiste et gneiss.

Silts : sédiments détritiques meubles dont le grain est compris entre entre 1/256 mmm et 1/16 mm.

Sphène : minéral accessoire de nombreuses roches magmatiques et roches métamorphiques ; néosilicate $CaTi[SiO_4](O,OH,F)$, du syst. Monoclinique, jaune, brun, rougeâtre.

Tonalite : diorite quartzique, leucocrate.

Transcurrent : à mouvement cisailant.

Turbidite : couche de sédiments détritiques déposée en une fois par un courant de turbidité.

Vagnérite : variété de syénite.

Wackes/wackestone : roche carbonatée comportant des éléments non jointifs et moins de 10 % de ciment finement cristallisé.

Xénolite : enclave dans une roche magmatique.