

# 日本を中心とする北東アジアの 大気中ラドン濃度の空間分布

吉岡勝廣

大気環境ラドン研究所

# 日本を中心とする北東アジアの大気中ラドン濃度の空間分布

吉岡勝廣 大気環境ラドン研究所

## 1. まえがき

天然放射性核種のラドンは不活性な放射性希ガスで地殻の割れ目や土壌表面から常時湧出している。海水中ラジウム濃度が土壌より3桁も低いことから推測しても、海水面からの湧出はゼロに近似できるため陸起源の大気中微量物質のトレーサとして最有力である。ラドンのトレーサとしての有効性を実証するためには、大気境界層内だけではなく自由対流圏を含む広域空間での挙動分布を得る必要がある。大気中での拡散・輸送過程は鉛直拡散と長距離水平輸送に分けて検討すると理解しやすい。大気中ラドン濃度の測定データの数多くの報告は接地境界層内で測定されたデータに偏っており、海洋上の小島および自由対流圏を加えた広域空間分布の報告はほとんど見当たらない。同一測定方法での接地境界層内から自由対流圏までの大規模空間での高度分布や広域分布データが輸送モデルの構築および検証に用いるためにも望まれている。微量化学物質による大気汚染や地球温暖化問題についても、影響範囲の大きい大気環境での挙動説明が最優先事項である。

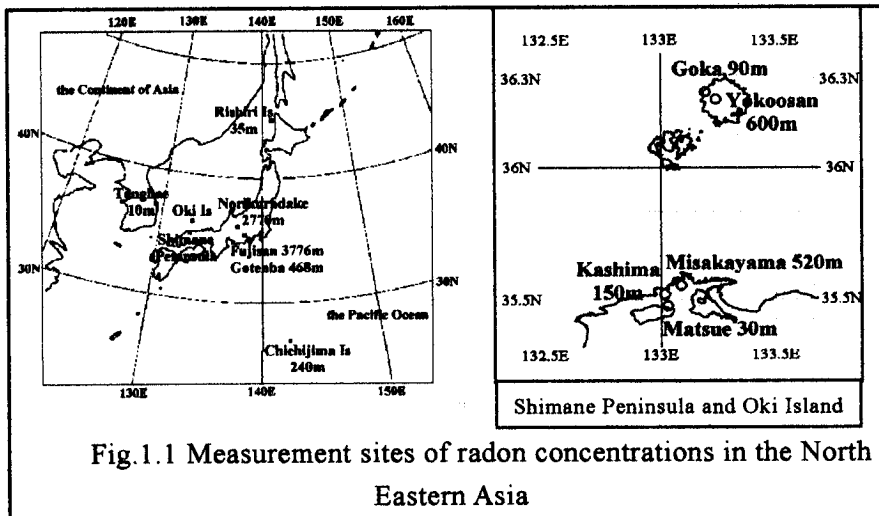
原子力事故時には放射性物質の緊急放出が想定されている。放出された放射性物質や微量化学物質は地理分布、地形分布および地球全体のエネルギー分布に起因する気象条件の変動によって拡散分布する。放出源から遠く離れた地点まで長距離輸送され、地球規模の環境汚染を引き起こすことも想定できる。緊急時の環境放射能予測システム SPEEDI が国によって整備されている。SPEEDI の予測計算値を有効に使用するためには、現地サイトの正確な気象情報が十分な時間分解能で得られることが条件である。現地サイトは複雑な地形の場所が多く気象観測の敵地が少ないため、気象データに十分な代表性を期待できない地点が多い。局地的な気温分布が主因の山谷風や海陸風の再現には、現地サイトの気温の鉛直分布や面分布の実測データを必要とする。現実的には適用条件が制限された予測値が計算されることになる。複雑な温度成層の鉛直分布の大気に対しては風向の高度分布も必要になるため、実測データなしには予測は不可能である。

地表から放出される微量物質の挙動を予測計算するモデルの構築には拡散過程に関するパラメータを決定しなければならない。輸送モデル構築のためには、汚染物質の空間分布の時間変動データが必要である。汚染物質は化学的活性の高い物が多く、拡散・輸送中に大気中で変質するため、発生源と目的地で同時測定を行なった時でさえ、注意深く収支を検討しなければならない。大気汚染研究の先進地の欧米では、化学物質の大気中での挙動調査にはしばしばラドンも同時測定され、陸域からの空気塊の

トレーサとして認知されている。ラドンの応用範囲は大気環境モニタリング分野へ広がる可能性が大いにある。

## 2. 測定地点および測定方法

Fig.1.1~Fig.1.2 に測定地点およびラドン濃度測定器を示している。地理分布は 129.08~142.22E, 27.07~45.07N の広域であり、高度分布も地表から



3776m までである。ラドン濃度測定器は飯田の開発した静電捕集型ラドン連続測定装置を改良し、Si 半導体検出器を用いている。

3. 大気境界層内でのラドン鉛直混合の概念モデル  
島根半島内の松江（高度 30m）、鹿島（150m）および三坂山（520m）でのラドン濃度および気温減率の時間変動をもとに、大気境界層内での鉛直混合の概念モデルを提案する。

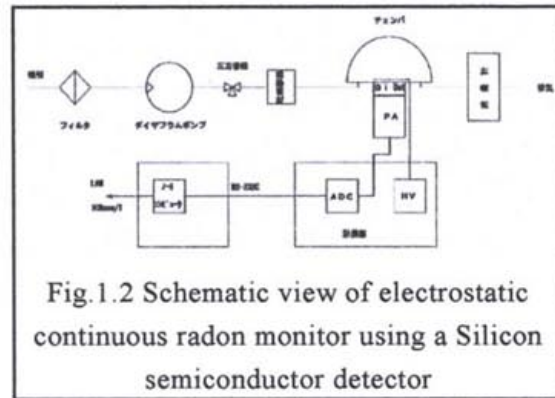


Fig.1.2 Schematic view of electrostatic continuous radon monitor using a Silicon semiconductor detector

### 3. 1 気温減率およびラドン濃度の日周期変動の高度による位相遅れ

夜間には接地境界層内は気温逆転に、エクマン層内は乾燥断熱減率より小さい気温減率になっているため、大気境界層は全体に安定成層になっている。熱対流による対流混合層の成長には時間を要するため、気温減率の日周期変動は高度の上昇に伴って位相が遅れる。熱対流強度には季節変動があるため、位相遅れも季節変動する。ラドン濃度の位相変動は Table 2.1 に示すとおり、高度が高くなるに伴って極大、極小時間帯に遅れが生じ、季節変動もある。

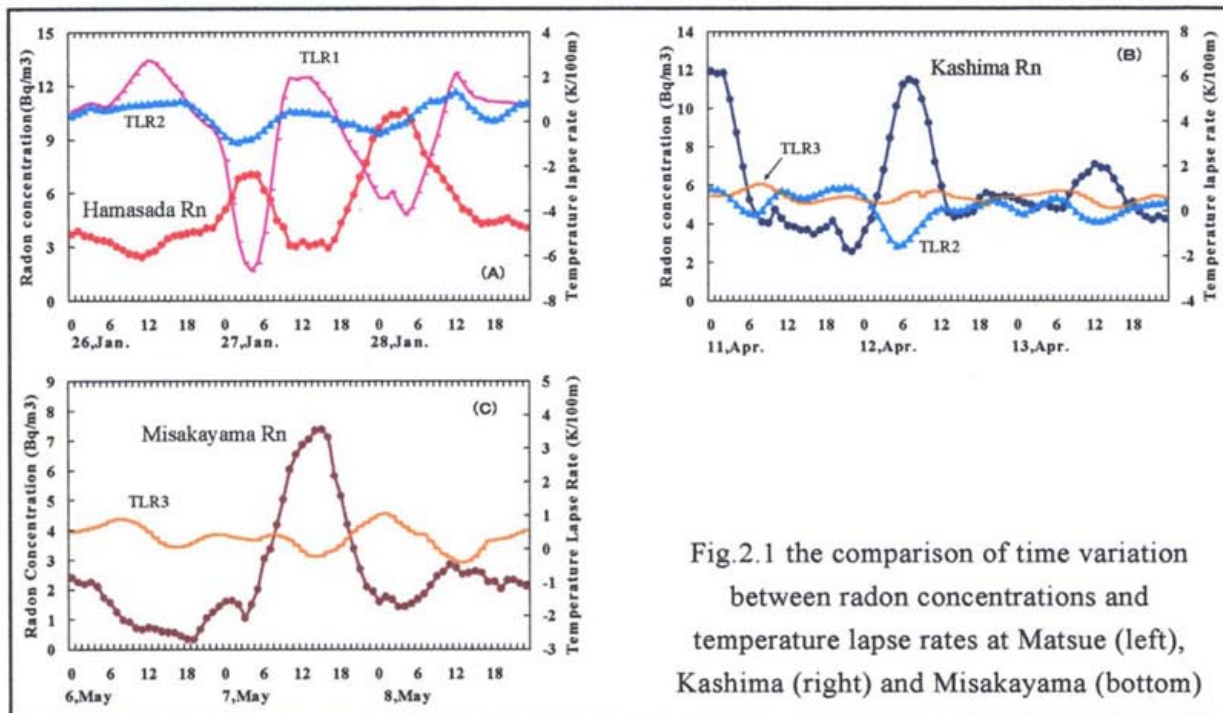


Fig.2.1 the comparison of time variation between radon concentrations and temperature lapse rates at Matsue (left), Kashima (right) and Misakayama (bottom)

Table 2.1 the seasonal variations of time zone of maximum and minimum of radon diurnal variation at Matsue, Kashima and Misakayama

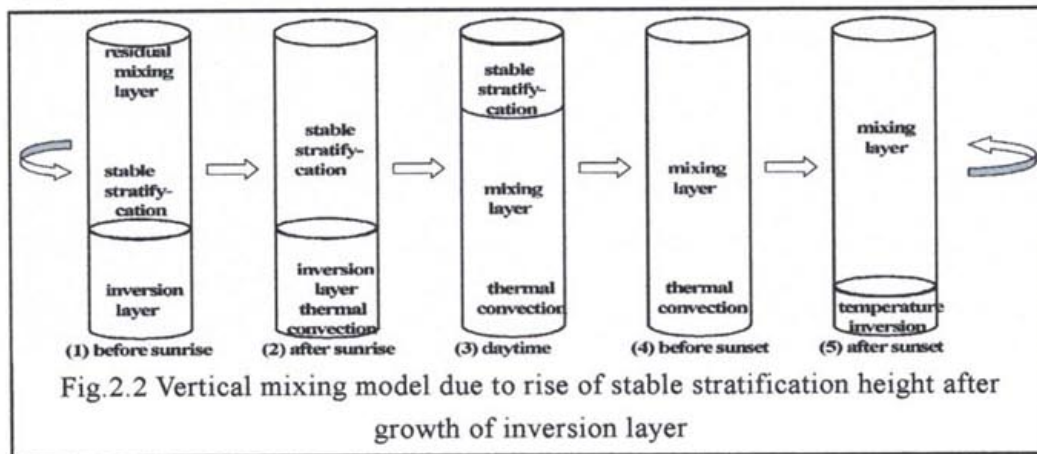
	Time zone of maximum (J.S.T)			Time zone of minimum (J.S.T)		
	Matsue	Kashima	Misakayama	Matsue	Kashima	Misakayama
Winter (Dec~Feb)	7~8	8~10	10~13	15~16	15~16	20~23
Spring (Mar~May)	6~7	7~9	9~12	15~17	15~17	23~01
Summer (Jun~Aug)	5~6	6~7	9~11	17~18	17~18	22~23
Autumn (Sep~Nov)	6~7	8~9	9~11	16~17	16~17	22~23

### 3. 2 鉛直混合モデルの検討

#### (1) 気温減率の鉛直分布の時間変動による安定成層の上昇

日の入り後、接地境界層内では放射冷却によって気温逆転になり、地表面から上方へ逆転層が成長する。大気境界層全層でも夜間には気温減率が低下するため、安定成層が次第に上方へ成長する。安定層の上層には日の入りころの状態が最上部の capping inversion (気温逆転層) まで維持されている。日の出後、接地境界層の最下部では日射によって熱対流が発生し、逆転層は地表面から消失し始める。熱対流が次第に強くなり対流混合層が上方へ成長するため、安定成層は上層へ押し上げられる。日中には気温減率が超断熱減率になるため、熱対流はますます強くなり対流混合層は上層の安定層を侵食する。日の入り前には全層で一様な混合状態になり最上部の capping inversion は不鮮明になり対流混合層は自由対流圏内まで達する。

#### (2) ラドンの接地境界層内への滞留と上層への拡散混合



地表から常時湧出しているラドンは安定成層ができることによって上方への拡散が抑制されるため、

接地境界層内に滞留し濃度が増大する。安定層より上層では下層からラドンの輸送がなくなり上方への拡散は継続しているため濃度は減少する。ラドン濃度の鉛直分布は安定層高度の変動により位相遅れを伴って時間変動している。

大気境界層内ではラドン濃度の鉛直分布は気温減率の鉛直分布の時間変動に依存していることが判った。Fig.2.2 にラドンの鉛直混合過程の概念モデルを提案する。

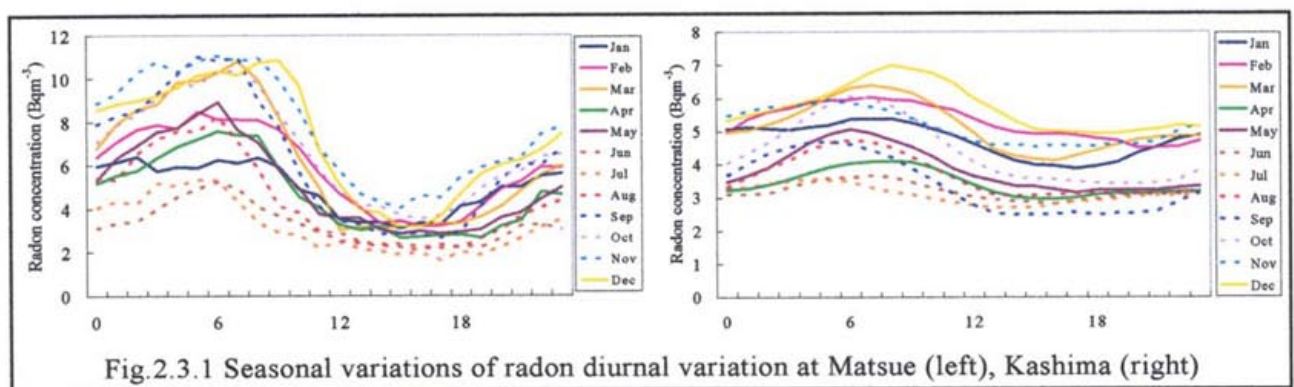


Fig.2.3.1 Seasonal variations of radon diurnal variation at Matsue (left), Kashima (right)

### 3. 3 測定地点の地表から湧出したラドン濃度の日周期変動およびその季節変動

Fig.2.3.1 に示している松江での日周期変動には季節変動が顕著であり、位相変動の季節変動は地球の自転運動による日の出および日の入時刻の季節変動に良く同期していることが判った。測定高度 30m の松江と 150m の鹿島での位相差はほぼ 1~2 時間になっており、第一近似として鹿島の高度までは一様な鉛直分布として取り扱っても良いと思われる。Fig.2.3.2 に示している三坂山での極大時間帯は年間を

通して位相遅れが顕著であり 9~13 時であった。極小時間帯は年間を通して 19~22.5 時であり、春期には最も大きな遅れであった。日周期変動の振幅は寒候期には非常に小さく不鮮明であった。

### 3.4 ラドン濃度の季節変動の大気境界層内での高度による違い

1997~1998 年の月平均ラドン濃度の値を Fig.2.4.1~2.4.2 に示す。これらの図には測定地点の高度で気温逆転が起こった時間数も併せて示している。月平均ラドン濃度の季節変動には年々変動が見られ、1998 年には夏期に低く、秋期から初冬期に高い傾向を示し、極小は 6~8 月、極大は 10~12 月であった。

1997 年には松江と鹿島での月平均ラドン濃度の季節変動には異変が見られた。松江では 5 月から増加し始め、6 月に極大になり 7~8 月も例年より高い値であった。鹿島では 4 月から増加し始め、松江と同じく 6 月には極大を示し、8 月には例年のレベルに戻った。三坂山では松江、鹿島とは逆の変動が見られ、2 月に極大を示した後単調に減少し、6 月には極小を示し、

8 月には例年のレベルに戻った。松江と鹿島ではエクマン層内のできた気温逆転層によって、上層へのラドン鉛直輸送量が減少したため、ラドン濃度が増加したことが判った。三坂山ではエクマン層内の気温逆転層によって、下層からのラドン鉛直輸送量が減少したため、ラドン濃度が低下したことが判った。

Fig.2.4.3 に示すように、松江および鹿島の月平均ラドン濃度と気温逆転時間数との相関関係は相関係数 0.78

および 0.75 で良い順相関関係であった。接地境界層内ではラドン濃度の増減に最も影響を与える因子は

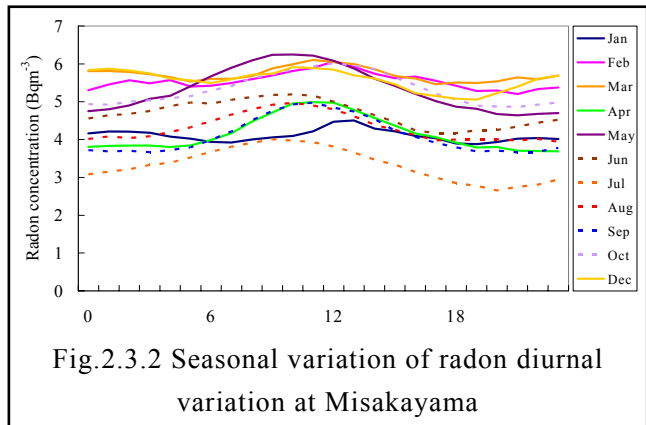


Fig.2.3.2 Seasonal variation of radon diurnal variation at Misakayama

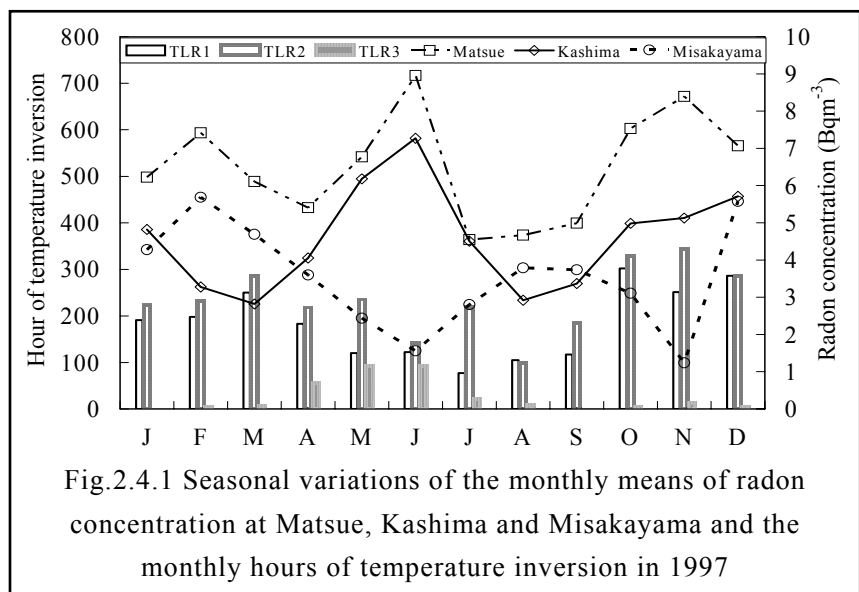


Fig.2.4.1 Seasonal variations of the monthly means of radon concentration at Matsue, Kashima and Misakayama and the monthly hours of temperature inversion in 1997

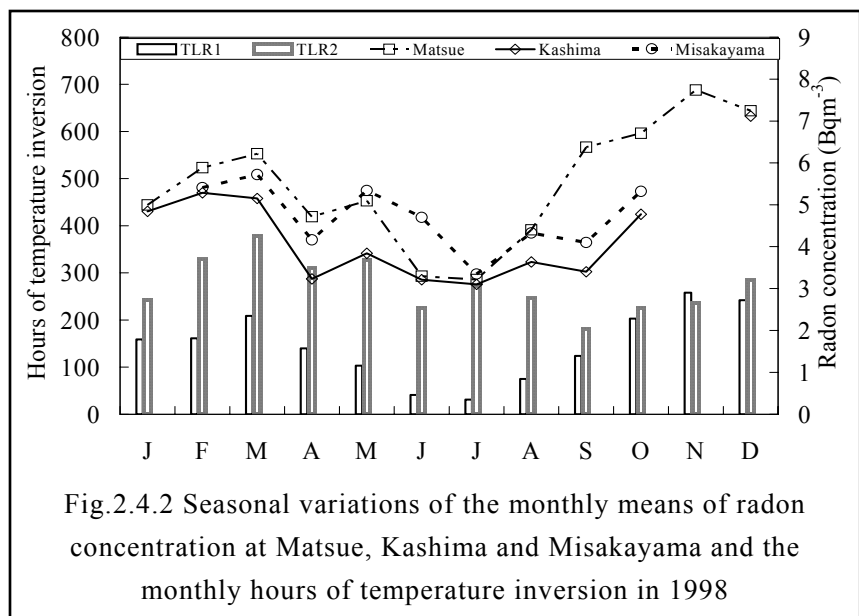
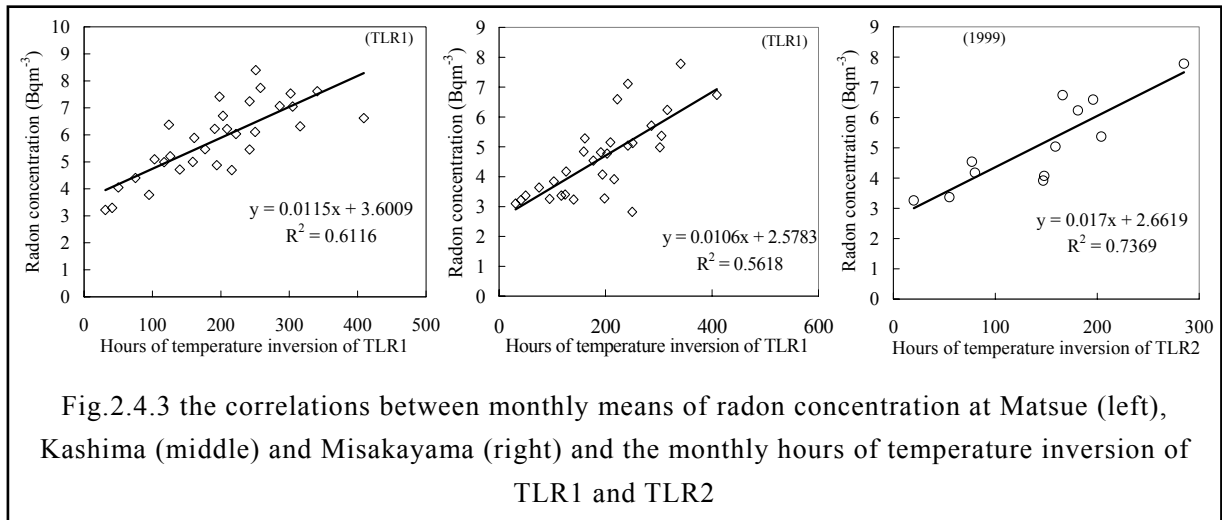


Fig.2.4.2 Seasonal variations of the monthly means of radon concentration at Matsue, Kashima and Misakayama and the monthly hours of temperature inversion in 1998

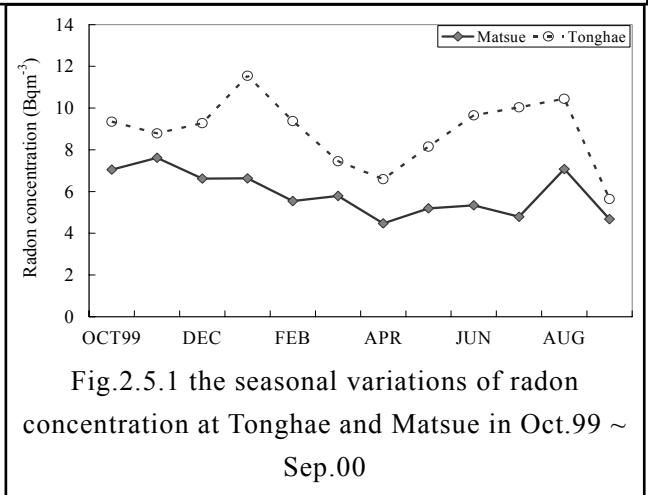
接地逆転層であることが判った。三坂山ではエクマン層内にできる気温逆転層のため、ラドン濃度が増加することが判った。



### 3.5 朝鮮半島東海岸のトンゲのラドン濃度季節変動

朝鮮半島の日本海側に位置しているトンゲは隠岐島や島根半島まで直線距離で約 400km である。朝鮮半島の基盤岩は花崗岩で全土に分布しており、土壌中のラジウム濃度が高いと推測できるため、大気中ラドン濃度も高濃度であることを期待できる。

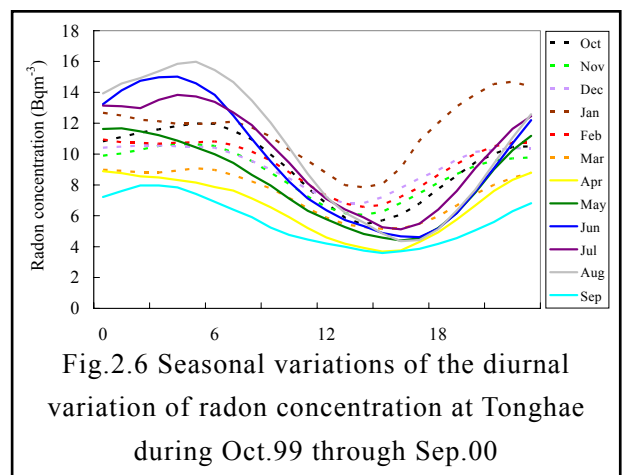
トンゲのラドン月平均濃度は、Fig.2.5.1 に示すとおり 12~2 月および 6~8 月に高くなり、3~5 月および 9 月に低い濃度を示し、一見すると



と双山型の季節変動である。10~11 月の秋期にも春期より高い濃度で、低濃度の時期は非常に短期間である。月平均ラドン濃度は松江より 1~5Bqm<sup>-3</sup> 程度高い値である。

Fig.2.5.2 には両地点での後方流跡線がほぼ同じ経路の時のラドン濃度の時間変動を示している。1 月 28~30 日には両地点でのラドン濃度日周期変動の位相は良く同期しており、極大濃度レベルには 4~5Bqm<sup>-3</sup> の濃度差が見られる。後方流跡線の経路が同じ方向であり極小濃度レベルが同程度の値であることから、日本海南部地域の大気境界層内では昼間にはほぼ一様な濃度分布になっていると推定できる。極大濃度の差は逆転層によって地表に滞留するラドン量の差によるものであり、土壌からの湧出量の違いと考えられる。

Fig.2.5.3 はトンゲおよび松江のラドン濃度日周期変動に大きな違いが表れた時期の例である。米子での高層気象観測データでは、この期間には 30~31 日を除いてエクマン層内に気温逆転層ができており、26~27 日にはその高度が低くなっていると推定できる。後方流跡線は 7 月 26 日には両地点とも北西方向から到来しており、27 日になると松



江の下層では南方向に変わり、トンゲでは前日と同じ方向であった。28日以後は両地点とも南～南西方向からの流跡線でほぼ同じであった。26日の極大時間帯での両地点の濃度差はラドン湧出源強度に起因するものと考えられる。27日からの違いは両地点の地理条件、気象条件による鉛直対流の強さに起因するラドンの鉛直輸送量の差であると考えられる。トンゲでは冬期にシベリア方面から到来する寒冷な重い気塊が地表に降下した時に逆転層ができるため、ラドンは上方へ拡散し難くなる。シベリア気団が上空に到来した時には鉛直対流が強くなるため、地表のラドンは鉛直上方へ拡散し易くなると推測できる。夏期には上空に太平洋高気圧による高温多湿な気塊が張り出し、エクマン層内に逆転層ができ易いため、ラドンも地表付近に滞留すると推測できる。

### 3.6 ラドン日周期濃度変動の位相変動の季節変動

トンゲでのラドン濃度の日周期変動では日の出より数時間も前に極大濃度の表れる時間帯になっており、極小時間帯も日の入りころより数時間も前であった。トンゲおよび松江のラドン濃度の月平均日周期変動での極大時間帯と極小時間帯を比較すると Table 2.6 に示す結果であった。

冬期から春期には両者の極大時間帯には大きな違いが見られた。極大時間帯は松江では5～7時、トンゲでは松江より数時間も前の22～2時であった。トンゲでの日周期変動の極大時間帯には冬期と夏期では測定場所に特有の大きな相違が見られた。測定地点は浜辺にあるため風向の時間変動に季節変動のあることが主因と考えられる。海陸風による陸上大気と海上大気の混合が内陸部より早い時間帯に表れたため、このような位相変動になっていると推測できる。

Fig.2.6 にはトンゲでのラドン濃度の月平均日周期変動の季節変動を示している。ラドン

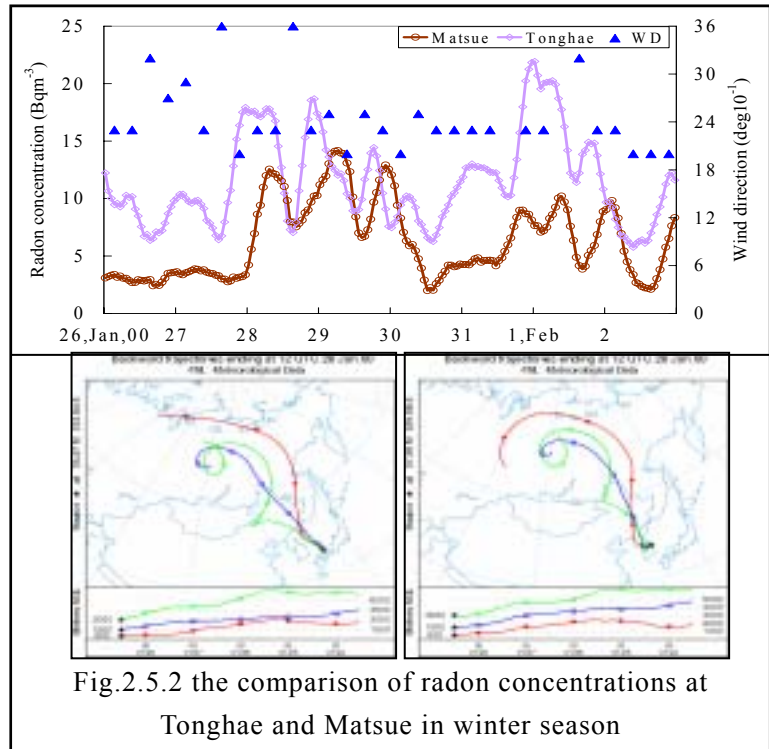


Fig.2.5.2 the comparison of radon concentrations at Tonghae and Matsue in winter season

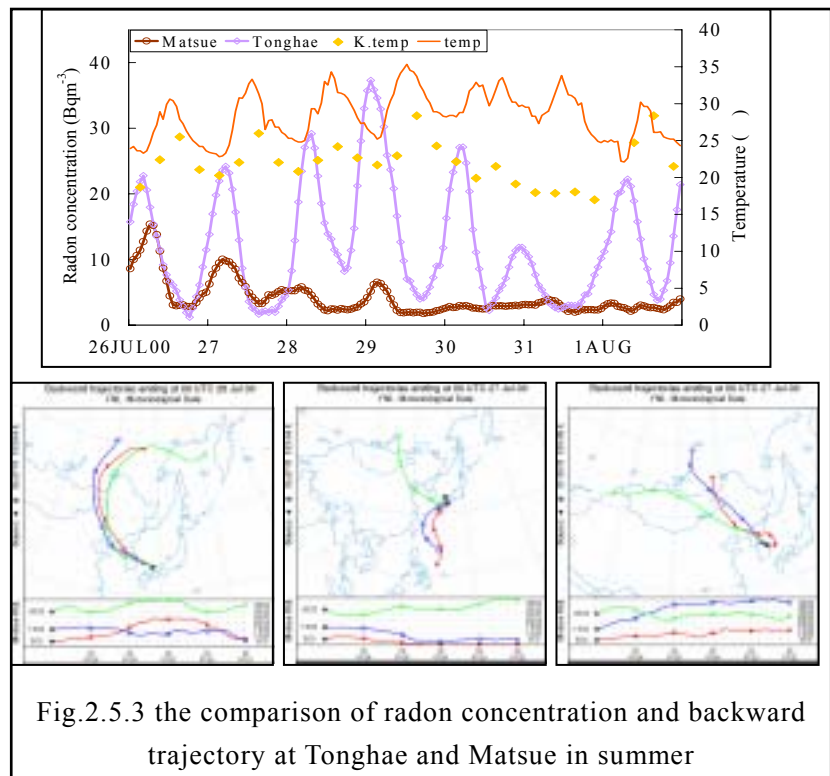


Fig.2.5.3 the comparison of radon concentration and backward trajectory at Tonghae and Matsue in summer

濃度の日周期変動量は夏期の方が冬期より大きい振幅であった。冬期には極小濃度は高い値で月平均日周期変動量は夏期より小さく、夏期には極小濃度は低い値で日周期変動量は冬期より大きな振幅であった。

Table 2.6 The time zone of maximum and minimum of radon diurnal change at Matsue and Tonghae in Oct.99 ~ Sep.00

		Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov
Matsue	Max	7	6	7	6	5	5	4	5	5	5	5	6
	Min	15	15	16	16	16	16	17	16	16	14	16	15
Tonghae	Max	2	22	0	0	0	1	4	5	5	3	5	4
	Min	12	14	14	15	15	16	17	16	16	15	14	14

#### 4. 日本周辺海洋上でのラドン濃度の時間変動

アジア大陸から長距離輸送されるラドンを検出するためにはバックグラウンド濃度が低く、鉛直拡散の時間変動も少ない海洋上大気境界層内で測定する方が有利である。日本海の北部にある利尻島、日本から南南東約 1000km に位置する小笠原諸島・父島で大気ラドン濃度を連続測定し、時間変動特性の比較解析や気象解析を行った。

##### 4.1 ラドン濃度の長期変動

Fig.3.1 および Fig.3.2 に利尻島、父島での大気ラドン濃度の月平均値の季節変動を示し、比較データとして隠岐島のラドン濃度も提示している。

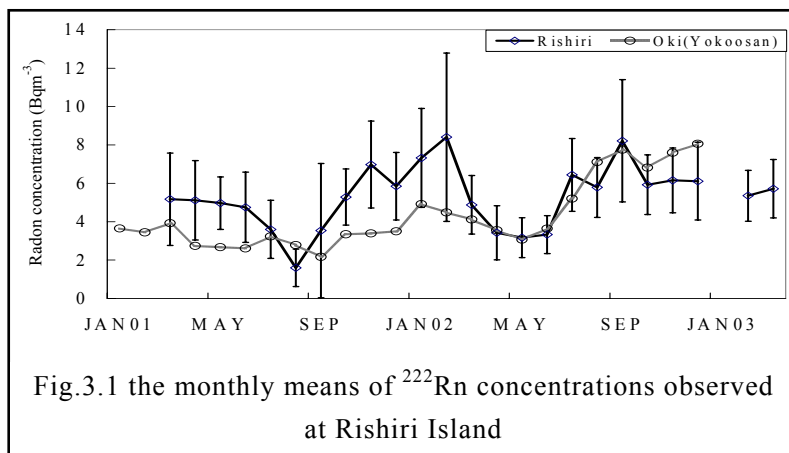


Fig.3.1 the monthly means of <sup>222</sup>Rn concentrations observed at Rishiri Island

利尻島ではラドン濃度季節変動の振幅量が非常に大きく変動し、濃度レベルも高い値であった。季節変動は秋～冬期に極大、春～夏期に極小を示した。極小時期は 2001 年には夏期の 7～9 月、2002 年には春期の 4～6 月、極大時期は 2001 年には秋～冬期の 10～3 月、2002 年には夏～秋期の 7～10 月であり、位相変動には不規則に大きな年々変動が見られた。

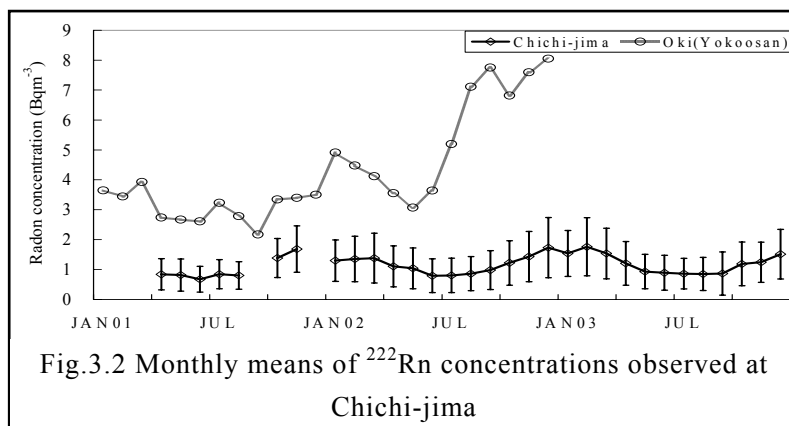


Fig.3.2 Monthly means of <sup>222</sup>Rn concentrations observed at Chichi-jima

父島はアジア大陸から 1000km 以上も離れている太平洋上の孤島であり、ラドン濃度は隠岐島の横尾山より 2Bqm<sup>-3</sup> 以上も低いレベルであった。2002 年夏期から冬期には隠岐島では極大が見られたため、4～6 Bqm<sup>-3</sup> 以上もの濃度差であった。季節変動の振幅量は 1 Bqm<sup>-3</sup> 程度と小さく、位相変動の極大時期は 10～3 月、極小時期は



5～8月で小さい年々変動であった。大気の総観規模運動の影響が顕著に表れ、夏期には低ラドン濃度の小笠原高気圧の影響下に入るため極小、冬期には高ラドン濃度の大陸性気団の影響で極大と、両者の変動は同期していることが判った。アジア大陸から輸送される気塊の影響は父島でも顕著であり、大気運動の影響範囲の大きいことが判った。季節変動の極大および極小時期は、利尻島では2月と8月、父島では2月と7月、隠岐島では1月と9月である。

#### 4.2 到達気塊の通過経路分布とラドン濃度季節変動の関係

海洋上の小島へ到達する気塊のラドン濃度は気塊の発源地、通過経路上の陸地、海洋の地理分布および輸送時間の長さ依存している。気塊は一般に発源地および通過経路によって、大陸性気塊および海洋性気塊に分類されている。アジア大陸と各島との位置関係および周辺海洋上の陸地分布によって、それぞれの周辺海域も含め6セクターに分類し、大気中ラドン濃度の違いを検討した。

日本周辺には大陸性気団としてはシベリア気団および揚子江気団があるため、各島のセクター配置ではシベリア大陸と中国大陸が重ならないように工夫した。海洋性気団としてはオホーツク海気団および小笠原気団があるため、太平洋上のセクター配置も工夫した。測定地点の影響を分離するため、島の周辺海域で長時間停滞した気塊はセクターに分類した。3島へ到達した気塊の後方流跡線はNOAA AIR RESOURCES LABORATORYの開発したHYSPLIT4 MODELを用いて計算した。アジア大陸から近い利尻島および隠岐島へ到達した流跡線は5日前から、遠い父島での流跡線は10日前から計算した。5日および10日前からの通過経路が同一セクターに入っている気塊のみ検討対象とした。セクターによっては流跡線数が皆無になった時もあったため、各セクターを海洋性および大陸性気塊にまとめ直して月平均値を求めた。利尻島の場合にはセクターおよびを海洋性気塊,セクターおよびを大陸性気塊とし、父島では,およびを海洋性気塊,およびを大陸性気塊,隠岐島では,,およびを海洋性気塊,,を大陸性気塊に分類した。

大陸性気塊と海洋性気塊の後方流跡線の利尻島での頻度分布およびそれに対応したラドン濃度の月平均値をFig.3.4に示す。利尻島では大陸性気塊および海洋性気塊の到来時のラドン濃度は冬期～春期にはほぼ同程度の値であり、夏期～初秋には大陸性気塊の方が僅かに高い値であった。季節にかかわらず、セクターの気塊のラドン濃度の方がの気塊より高い値であった。

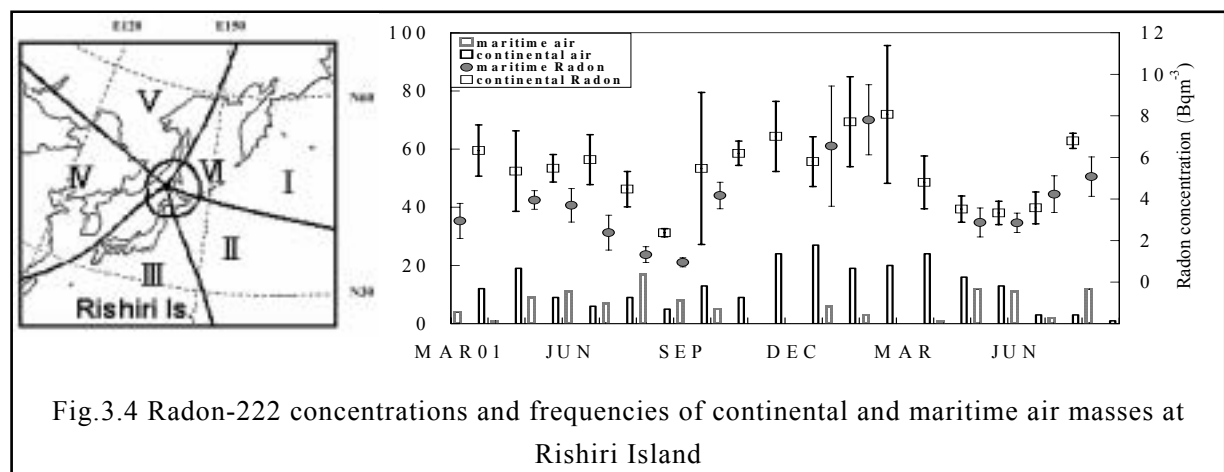


Fig.3.4 Radon-222 concentrations and frequencies of continental and maritime air masses at Rishiri Island

利尻島に到達する気塊の頻度分布の季節変動では、10～4月の寒候期には大陸性気塊が卓越し、5～7月の暖候期には大陸性気塊と海洋性気塊の到来数はほとんど同程度であった。北緯45度の利尻島でも8月には海洋性気塊の方が大陸性気塊の2倍以上の襲来数であった。セクターに分類された流跡線は7～8月のみで4個だけであったため、利尻島周辺に5日間も停滞している気塊はほとんどないことが判った。

セクターの本州を通過した気塊は春～夏期に小数でそのときのラドン濃度は春期には  $5.9 \sim 7.7 \text{ Bqm}^{-3}$  と高い値，夏期には  $1.5 \sim 4.1 \text{ Bqm}^{-3}$  と低い値であった。セクターの流跡線は4～7月に小数での流跡線は4，11～12月には無く，それ以外の時期に数多く到来した。

父島での後方流跡線頻度分布および対応するラドン濃度の月平均値を Fig.3.5 に示す。父島では大陸性気塊のラドン濃度が海洋性気塊より顕著に高い値を示した。大陸性気塊のラドン濃度は冬期～春期の方が夏期よりわずかに高い値を示し，海洋性気塊も秋期の方が春～夏期よりわずかに高い値を示し季節変動のあることが判った。寒候期にはアジア大陸および日本列島からの大陸性気塊によって，父島周辺には大陸から輸送されたラドンが分布していることが判った。セクターに分類された気塊は3月および9月に1個ずつあり，ラドン濃度も3月の方が2倍も高い値であったことから，寒候期と暖後期での気塊の発現地の違いを推測できた。父島に到達する気塊の頻度分布は1～3月には大陸性気塊，6～10月には海洋性気塊の卓越する季節変動であった。大陸性気塊の到来数は4～5月には海洋性気塊の半分，8月にも2～3個であった。セクターに分類された気塊は5月に1～2個で，大陸性気塊のほとんどはに分類されたものであった。セクターに分類された海洋性気塊は夏期～初秋に多く，は夏期に，は春期に多く到来した。

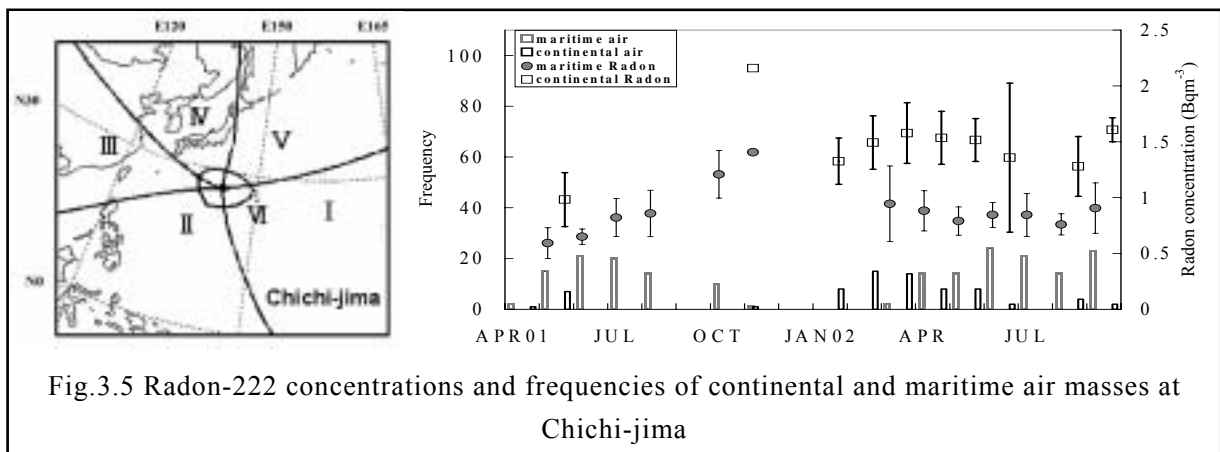


Fig.3.5 Radon-222 concentrations and frequencies of continental and maritime air masses at Chichi-jima

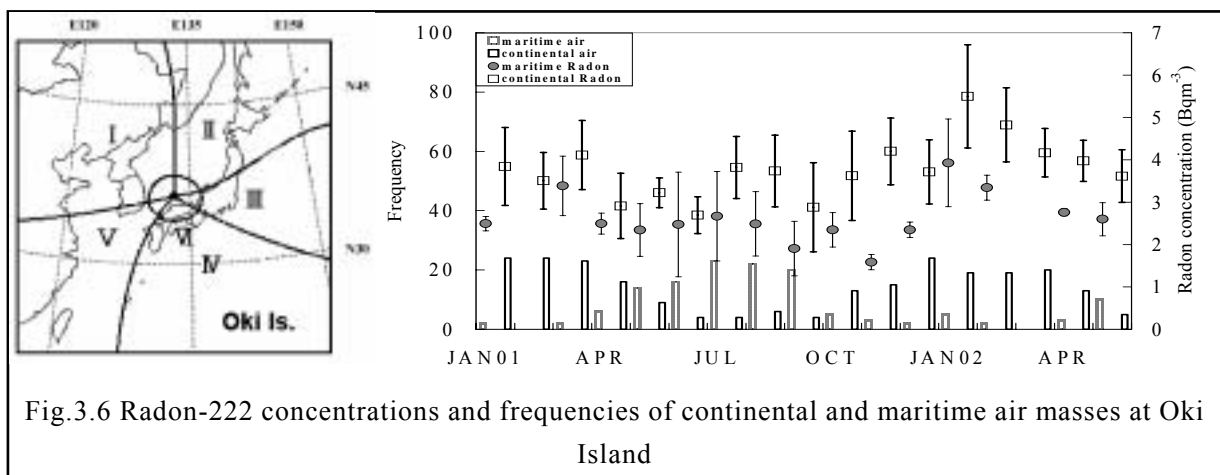


Fig.3.6 Radon-222 concentrations and frequencies of continental and maritime air masses at Oki Island

隠岐島での後方流跡線解析による大気ラドン濃度の変動を Fig.3.6 に示す。隠岐島では年間を通して大陸性気塊の時のラドン濃度が海洋性気塊より高い値であった。大陸性気塊および海洋性気塊の時のラドン濃度にはそれぞれ季節変動が見られた。大陸性気塊の時には，4～6月および9月に低い値，それ以外の特に冬期には高い値を示した。海洋性気塊の季節変動は4～12月までは低い値，1～3月には高い値であった。セクターの流跡線は隠岐島へ到達する直前にラジウム濃度の高い中国山地を通過する。セ

クターの流跡線もラジウム濃度の高い中国華南地域を通過するため、セクターおよびの時より高いラドン濃度を示した。気塊のラドン濃度は通過地域の大气を混合によって取り込むため、土壤中ラジウム濃度の地理分布に影響されていることを推測できる。隠岐島に到達する気塊の頻度分布は5~9月の暖候期には海洋性気塊、10~4月の寒候期には大陸性気塊の卓越する季節変動であった。

#### 4.3 島内の地表から湧出したラドン濃度の日周期変動

陸上の接地境界層内でのラドン濃度の日周期変動は夜間時に極大、昼間時に極小の大きな振幅量を示している。Fig.3.7に利尻島、父島および隠岐島の五箇御崎でのラドン濃度の日周期変動の月平均値を示している。海洋上の小島では陸上の接地境界層内での日周期変動とは大きく異なり、年間を通して全体的に非常に小さい振幅量であった。

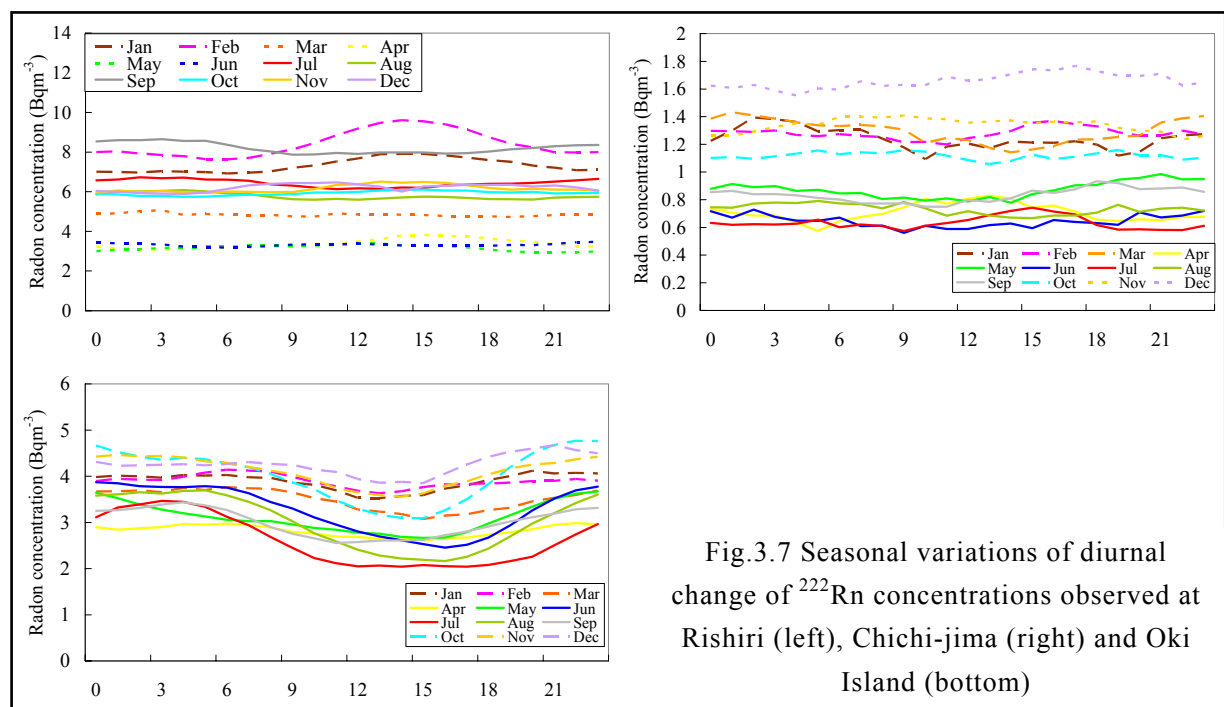


Fig.3.7 Seasonal variations of diurnal change of <sup>222</sup>Rn concentrations observed at Rishiri (left), Chichi-jima (right) and Oki Island (bottom)

利尻島ではラドン濃度の日周期変動は暖候期の7~9月に夜間の濃度が昼間よりわずかに高くなった。1~2月の寒候期には最大2Bqm<sup>-3</sup>程度の振幅量で昼間に極大が観測された。それ以外の季節では日周期変動はほとんど見られなかった。

父島ではラドン濃度日周期変動の振幅量は年間を通して非常に小さいため、位相変動には極大および極小の時間帯などは不明瞭で、周期的変動は見られなかった。

五箇御崎では6~9月の暖候期の昼間時に濃度が低下する現象が見られた。ラドン濃度は日の入頃から増加し、夜半頃には極大に達し、すぐに減少し始めた。隠岐島ではラドンの蓄積時間が短いため、極大値は3.5~4Bqm<sup>-3</sup>程度であった。大陸上の地点では日の出頃までラドンが蓄積するため、極大値は非常に大きくなるのとは大きな違いである。

これらの3島では陸面積が小さいことによって夜間時でも大気安定時間が短く、すぐに海洋大気との水平混合が始まるため、ラドン濃度の増加量は非常に少ない。海洋上の小島は面積が小さいため湧出するラドン量が少なく、長距離輸送によって移流したラドンや大気中微量物質の移流成分を検出する時に有利な測定場所である。

## 5. 自由対流圏内の乗鞍岳および富士山のラドン濃度

乗鞍岳でのラドン濃度時間変動プロファイルは Fig.4.1 に示している。長時間変動として秋～冬期に濃度の高くなる季節変動が見られ、極小時期は夏期で7月には  $0.3\text{Bqm}^{-3}$  以下の値になる時も見られた。極大時期の秋～冬期には  $8\text{Bqm}^{-3}$  を越える極大値も観測された。冬～春期には極大極小の時間間隔の広い、振幅量の大きな時間変動が観測された。

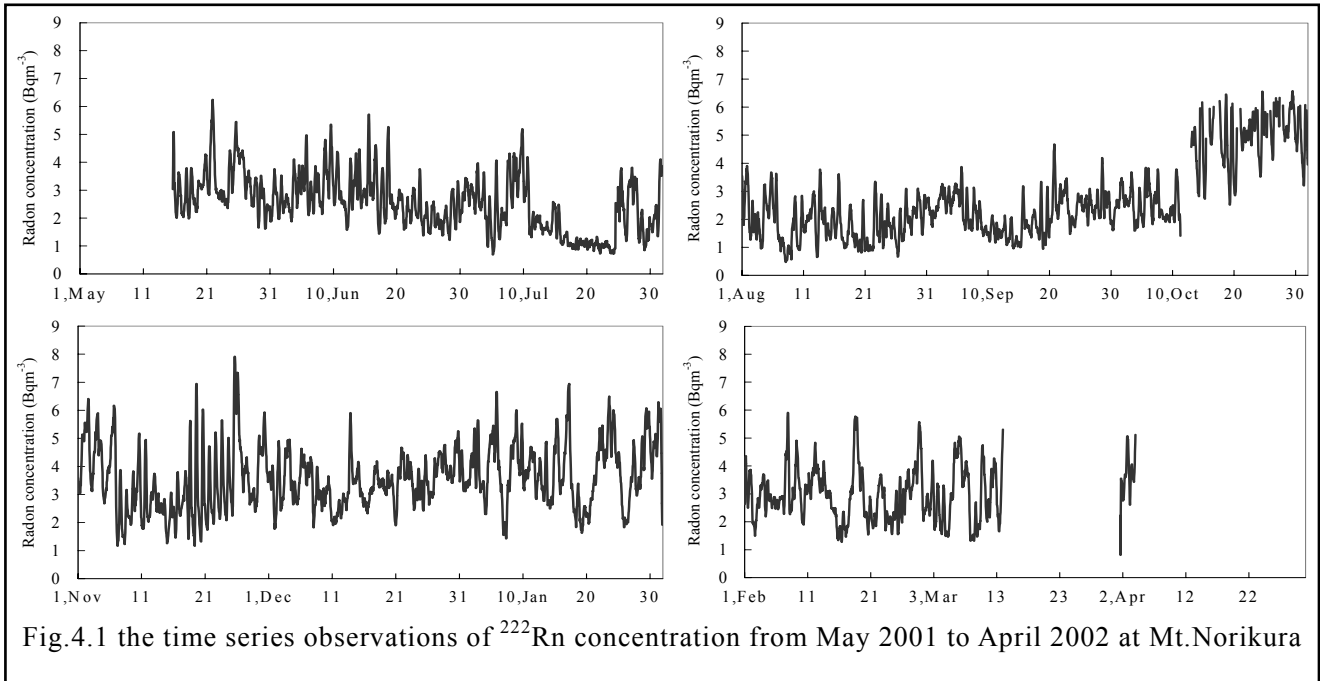


Fig.4.1 the time series observations of  $^{222}\text{Rn}$  concentration from May 2001 to April 2002 at Mt.Norikura

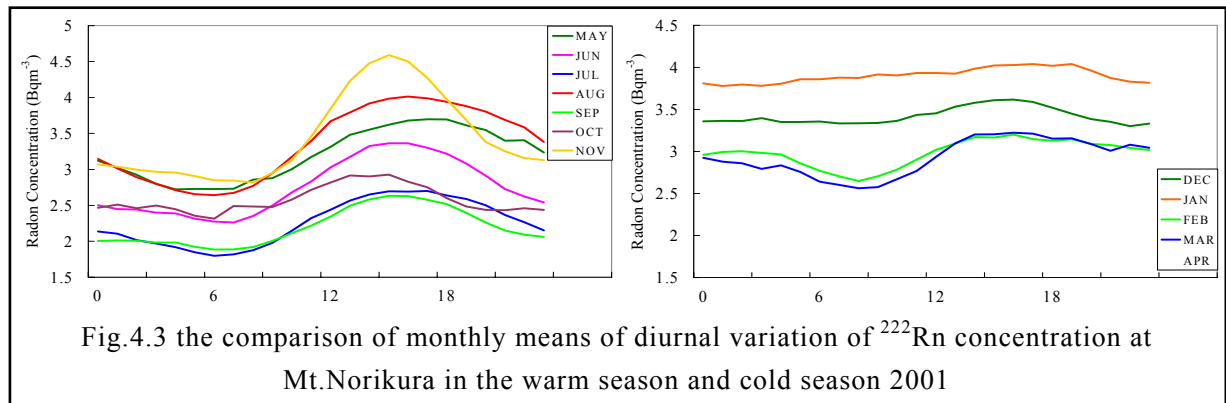


Fig.4.3 the comparison of monthly means of diurnal variation of  $^{222}\text{Rn}$  concentration at Mt.Norikura in the warm season and cold season 2001

富士山頂でのラドン濃度の時間変動は Fig.4.2 に示している。ラドン濃度は冬期には極大時期になり、ピーク時には  $3\text{Bqm}^{-3}$  を超える値を観測した。夏期には  $0.2\text{Bqm}^{-3}$  の低濃度が観測され、6～7月の高濃度の時でも冬期の極大時ほどの値にはならなかった。

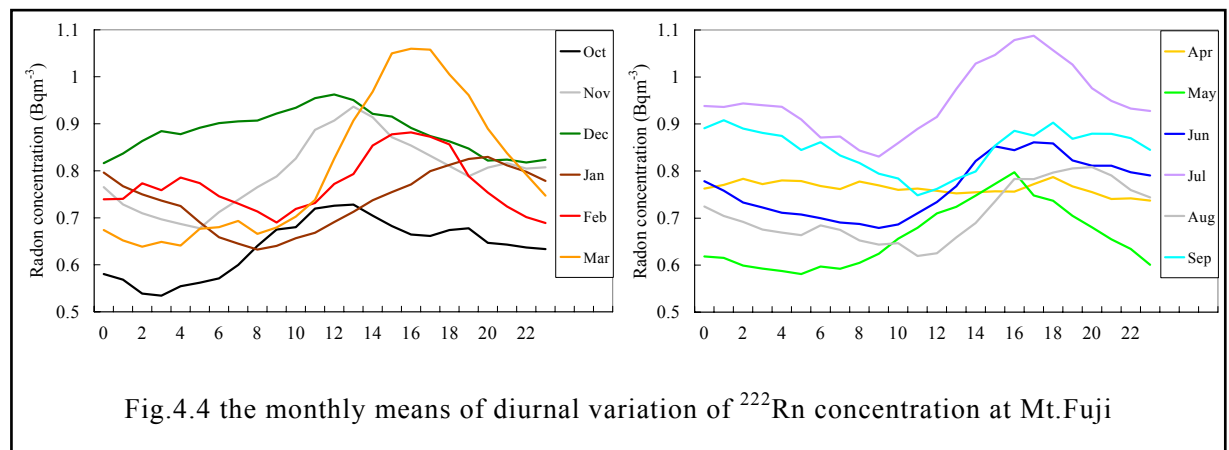
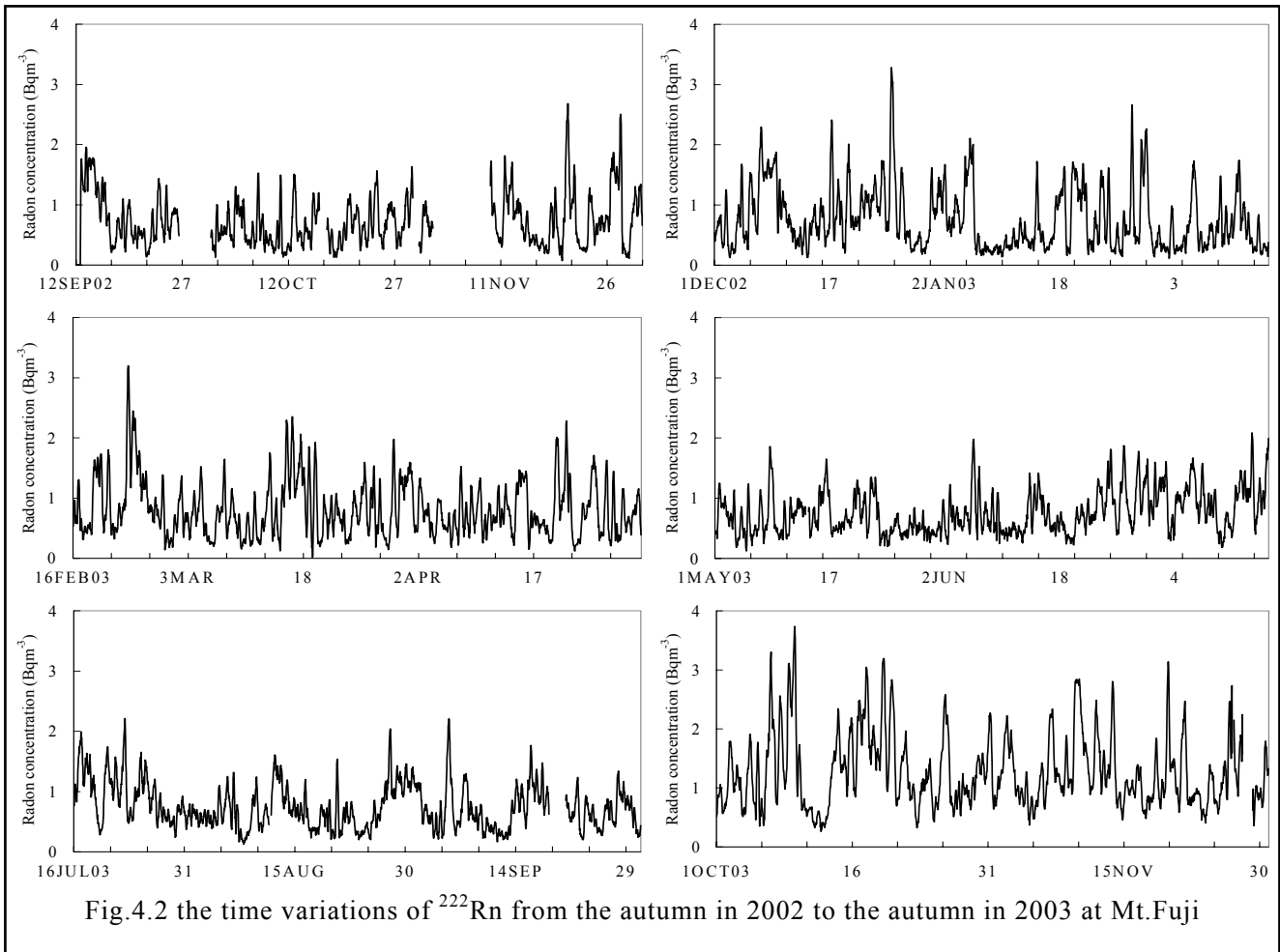
### 5.1 自由対流圏内での日周期変動量の季節変動

#### (1) 乗鞍岳

Fig.4.3 には乗鞍岳のラドン日周期濃度変動の月平均変動量を示している。日周期変動の最も大きい振幅量は11月の  $1.8\text{Bqm}^{-3}$ 、次に8月の  $1.4\text{Bqm}^{-3}$  であった。最も小さい振幅量は1月の  $0.25\text{Bqm}^{-3}$ 、次に12月の  $0.3\text{Bqm}^{-3}$  であった。夏期の日周期変動の極小時間帯は5～7時頃、極大時間帯は14～18時頃であった。冬期の極大時間帯は夏期より2～3時間遅れて表れた。夏期の位相変動には時期によるズレが小

さいため、大気境界層内からの鉛直輸送速度も時期による違いは小さいと考えられる。極大時間帯は10月が最も早く14時、次いで11月の15時であった。

乗鞍岳では周辺の山岳高地を含め冬期には積雪が地表を覆っているため、熱対流は大気境界層内を越える強さには成長しないと考えられる。日周期変動が顕著ではない理由は熱対流強度の弱さと考えられる。ラドン日周期変動量から推測すると、12~2月には境界層内からのラドン鉛直輸送量はほとんどゼロに近似できる。自由対流圏内の乗鞍岳の高度に鉛直輸送によって到達するラドンは乗鞍岳周辺の大気境界層内からのものと考えられる。



## (2) 富士山

富士山頂でのラドン日周期濃度変動の月平均値をもとめ、Fig.4.4 に示している。ラドン濃度は全体に小さい振幅量で、接地境界層内での振幅量より極めて小さい変動量であった。見かけの日周期変動は夏期にはほぼ同じような位相変動を示し、極小は日の出から数時間内の時間帯に、極大は日の入りころ～夜間の時間帯であった。5～9月には極大は16～20時、極小は5～11時の時間帯に表れており、位相変動は比較的良く同期していた。10～12月には極大は12～13時、極小は0～5時に表れ、1～3月にはそれぞれ16～20時、4～9時であった。4月には日周期変動は表れず、ほぼ平坦な時間変動であった。冬期には極小時間帯および極大時間帯のバラツキが大きく、位相変動の周期性が明瞭ではない時期も見られる。

1年間の時系列データのパワースペクトル解析では周期性の変動はいずれも小さいパワーで卓越した周期性は見当たらない。振幅の最も大きい時期は3月で $0.42\text{Bqm}^{-3}$ 、次いで7月に $0.26\text{Bqm}^{-3}$ 、10～2月には $0.15\sim 0.26\text{Bqm}^{-3}$ 、5～9月にも $0.15\sim 0.26\text{Bqm}^{-3}$ で季節による違いは大きくはない。富士山頂では乗鞍岳とは違って顕著な日周期位相変動は観測されなかった。乗鞍岳は大きい山脈の中で周辺には標高の高い山岳地帯が広がっており、測定地点の平地面積も広いいため地表面の熱力学過程の日間変動も大きいことが推測できる。富士山は平原の孤立峰で山頂面積も小さいため熱力学過程の日間変動も小さいと推測できる。乗鞍岳とは気象条件の違いがある。両地点間には高度差1000mの決定的な違いもある。自由対流圏内の両地点間では大気境界層内からの拡散混合過程には大きな違いのあることが推測できる。

富士山の地表は火山灰、軽石、スコリアなどの火山噴出物および玄武岩質の溶岩が積み重なっている。溶岩質は珪酸成分の少ない流動性に富んでいる玄武岩質マグマである。地表面の火山噴出物の土壌化は遅く、山頂は安山岩質スコリアや玄武岩質スコリアで蓋われている。富士山頂での地表ガンマ線線量率はおよそ $15\text{nGyh}^{-1}$ と低い値であった。基盤岩が玄武岩質であるため、ラジウム-226は低い濃度でラドン湧出量も少ないことが推測できる。麓の太郎坊や御殿場でも地表ガンマ線線量率は低く、ラドン濃度も低濃度で山頂へ鉛直輸送されるラドン量も少ないことが推定できる。山頂の地表から湧出しているラドン量は下層から鉛直輸送されるラドン量や移流により遠方から輸送される量より桁違いに多いとは考え難い。山頂では風速も大気境界層内より強いいため、ラドンの滞留する時間は短いことが推測できる。大気境界層内からの高濃度ラドンの気塊は自由対流圏内での輸送中にも拡散混合される。乗鞍岳より高度の高い富士山頂ではより低濃度になると推測できる。山頂での日周期変動の位相は不規則に変動しているため、大気境界層から鉛直輸送されるラドン濃度の高い気塊は気象条件が揃った時にのみ山頂へ到達できると推測できる。

### 5.3 乗鞍岳のラドン濃度季節変動

乗鞍岳のラドン濃度季節変動は陸上の接地境界層内とは違った長時間変動であり、日本海の隠岐島の月平均ラドン濃度と同じ季節変動傾向であった。

#### (1) 冬期に極大、夏期に極小を示す月平均ラドン濃度

乗鞍岳でのラドン濃度の月平均値はFig.4.5 に時系列表示しているとおり、冬期に高濃度を示す季節変動が見られた。極大時期は11～2月の冬期に表れており、それ以外の時期の月平均濃度では5～6月は低濃度、夏期～秋期は $2\text{Bqm}^{-3}$ 程度の平坦な変動であった。極大濃度は $3.9\text{Bqm}^{-3}$ 、極小濃度は $2.2\text{Bqm}^{-3}$ であった。極大時期は冬期で極小時

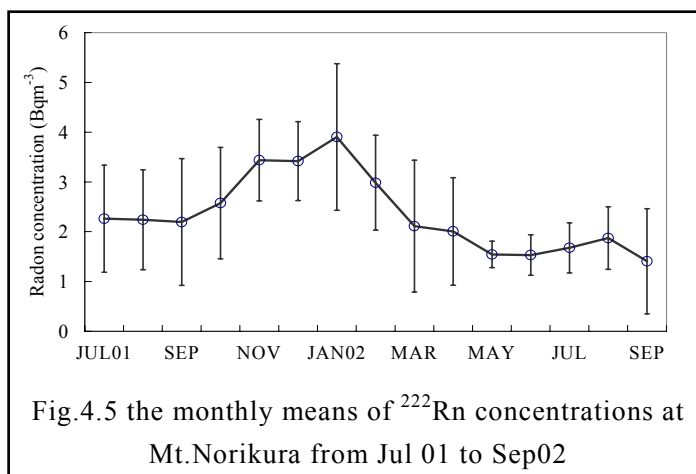
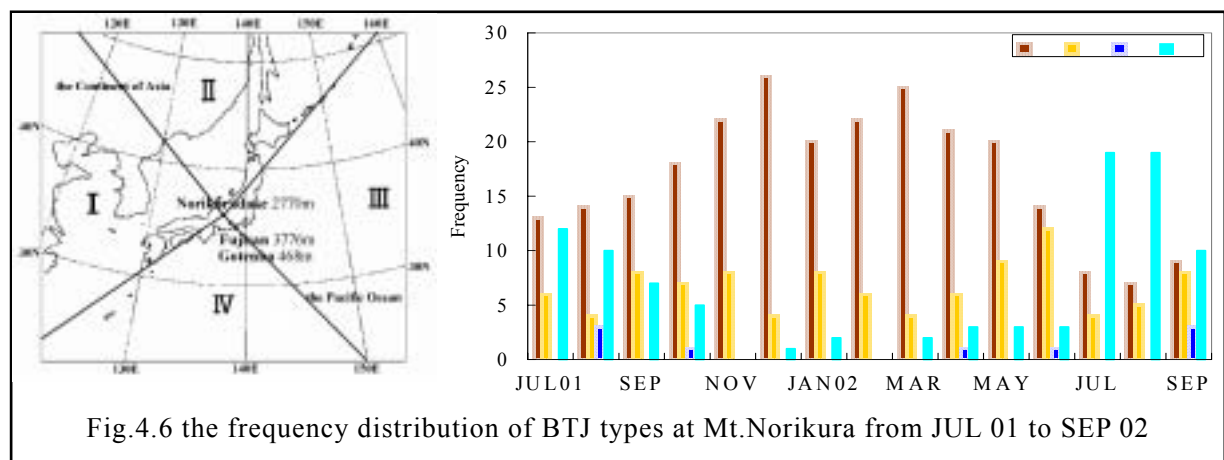


Fig.4.5 the monthly means of  $^{222}\text{Rn}$  concentrations at Mt.Norikura from Jul 01 to Sep02

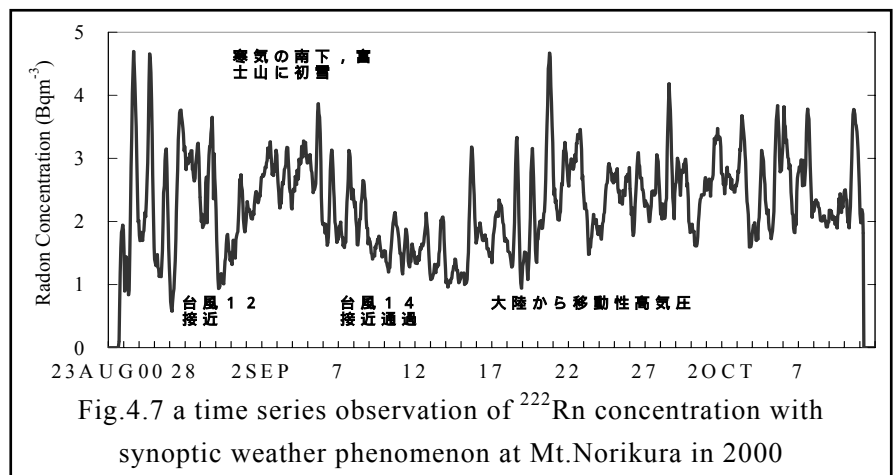
期の 2.5 倍以上の濃度レベルであった。

1 日 1 本, 9 時に乗鞍岳に到来した気塊の後方流跡線を 5 日前から追跡し, Fig.4.6 のセクター図によって ~ 型に分類し, 図に示す頻度分布が得られた。型に分類された気塊が全体を通して 25 ~ 85% にもなり圧倒的に多数であった。次いで多いのは 型で 7 ~ 27%, 型の後方流跡線はほとんど表れなかった。型は夏期には 23 ~ 61% にも達した。後方流跡線分布には季節変動が顕著に表れており, 冬期には 型が圧倒的に多数であった。型は夏期に多く冬期にはほとんど表れなかった。型と型の季節変動の間には逆相関関係が表れた。型の到来数は全体に少なく, 季節的偏りもほとんどなかった。乗鞍岳での月平均ラドン濃度と後方流跡線の地理分布の間には強い相関のあることが判った。月平均ラドン濃度は後方流跡線に依存しており, 極大時期の冬期には中国大陸から韓半島を通過した後方流跡線が多数であった。



## (2) 総観気象現象によるラドン濃度の時間変動

ラドン濃度の時間変動プロファイルには日周期変動および短時間変動のほかに, 大きな振幅の日々変動が見られた。この変動は周期的ではなく不規則変動であった。Fig.4.7 に示しているラドン濃度ピークは総観規模の気象現象との対比で見ると, 大陸方面からの移動性高気圧の到来時や寒気の南下時



に対応している。乗鞍岳のラドン濃度は 2000 年 8 月 30 ~ 9 月 2 日まで漸増し, 9 月 2 ~ 4 日までその高い濃度を維持した。9 月 4 日には富士山に初雪が観測された。7 ~ 15 日の期間には太平洋高気圧が勢力を強め, 台風 15 号の通過などに影響されラドン濃度は非常に低下した。移動性高気圧が張り出して通過するまでの 9 月 19 ~ 22 日までの期間にはラドン濃度は漸増し, 東シナ海から低気圧が進んできた 23 日には急激に低下した。風向の変化とも良い符合であった。ラドン濃度の長時間変動は総観規模の気象現象の変化で合理的に説明することができる。自由対流圏内のラドン濃度の時間変動プロファイルは長距離輸送問題に対し有効な情報を与える可能性がある。

## 5.4 富士山頂でのラドン濃度季節変動

### (1) 月平均ラドン濃度の平坦な振幅変動

富士山頂での月平均ラドン濃度は Fig.4.8 に示すように 2002 年 9 月～2003 年 9 月の 1 年間では  $0.67 \sim 0.96 \text{ Bqm}^{-3}$  であり、僅か  $0.29 \text{ Bqm}^{-3}$  の振幅量でほとんど平坦な変動であった。2003 年 10 月には急激に上昇し平均値  $1.32 \text{ Bqm}^{-3}$  と 9 月より  $0.6 \text{ Bqm}^{-3}$  も増大した。11 月も高濃度状態が継続し、月平均値は  $1.24 \text{ Bqm}^{-3}$  であった。冬期には  $20 \text{ ms}^{-1}$  を越える風速で西～北西の風向、夏期には  $10 \text{ ms}^{-1}$  前後に低下し、南西～西の風向であった。2003 年 10～11 月には西南西の風向、 $11.5 \sim 13.9 \text{ ms}^{-1}$  の風速で 9 月の  $8.8 \text{ ms}^{-1}$  より少し強い風速であった。10～11 月に風速が弱くなった時にラドン濃度も極めて高い値を示しており、月平均値の上昇はこの時期の高ラドン濃度の影響である。

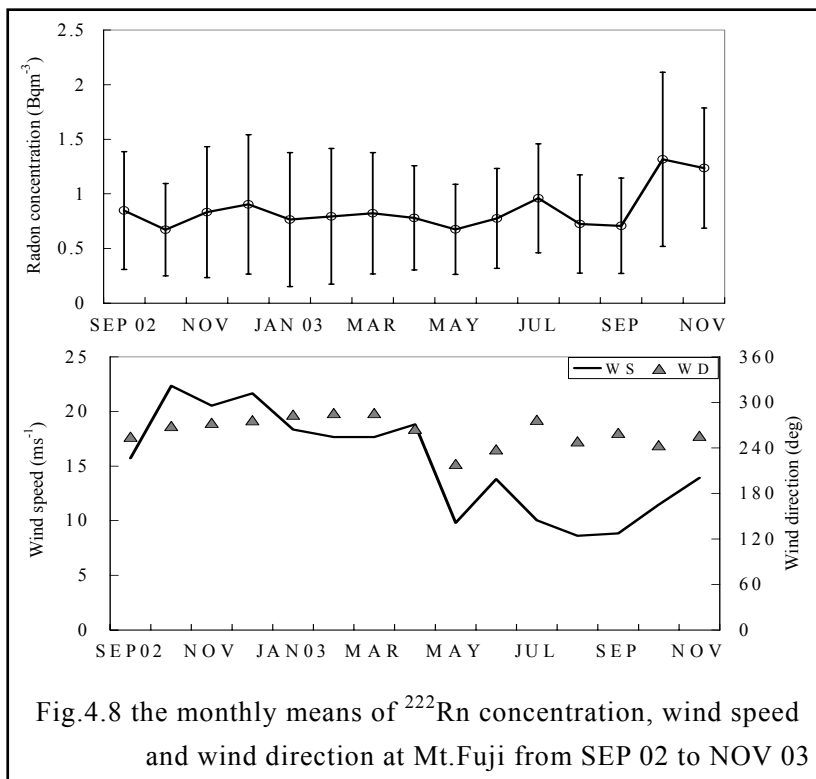


Fig.4.8 the monthly means of  $^{222}\text{Rn}$  concentration, wind speed and wind direction at Mt.Fuji from SEP 02 to NOV 03

風速は大きく変動しているのに対し、ラドン濃度の変動は小さく相関は見られなかった。風向は西寄りの風向が卓越しており、ラドン濃度の変動は風向の変動にも依存していないことが判った。ラドン濃度が急激に高くなった 2003 年 10～11 月の風向および風速との間の関係にも特異性は見られなかった。

### (2) 遠方から移流した気塊によるラドン濃度変動

富士山のラドン濃度変動は夏期には東海地域の大気境界層内から鉛直輸送されるラドンに影響され、冬期にはアジア大陸から長距離輸送されるラドンの効果を予想できる。富士山頂ではラドン濃度の日周期変動量が小さいため、ふもとから鉛直輸送されるラドン量が少ないと推測できる。富士山頂へ移流した気塊のラドン濃度を推定し、山頂のラドン濃度季節変動との関係を検討した。

毎日 9 21 時 (JST) に富士山頂へ到来した気塊の流跡線を 5 日前まで追跡した。その通過経路を Fig.4.10 に示しているセクター分類図によって 型～ 型に分類した。

富士山頂へ到来した気塊の流跡線経路分布の季節分布では、 型は年間を通して最も多く到来しており、主風向が西であることと良く符合している。10～2 月の秋期から冬期には 6～9 月の夏期の 2 倍以上の到来数であった。6～7 月には到来数が 型と同程度に減少した。 型は 10～12 月および 3～7 月に到来しており、それ以外の時期には到来していない。3 および 7 月には 型と同程度の到来数であった。

型は年間を通してほとんど到来しなかった。 型の到来しない時期は皆無であり、 型とは逆に 6～9 月の方がそれ以外の季節より圧倒的多数で 8～9 月に最も多く、 ～ 型の総数の 2 倍以上であった。富士山へ到来する気塊は主風向が西であることから推測できるとおり、 型が圧倒的に多く、経路の違うものは非常に少ないため、流跡線分類によるラドン濃度分布は比較し難い。

Table4.1 に後方流跡線経路の分類によるラドン濃度の月間平均値を示している。 型と 型ではラドン濃度の違いはほとんど現れていない。 型は 型に比べ明らかに低いラドン濃度である。



型は到来数が圧倒的に多いため、時系列データとしての季節変動を把握することができた。型の季節変動は Fig.4.8 に示した月平均ラドン濃度の時系列変動に良く同期した傾向である。

2003 年 10~11 月には および 型の流跡線ともそれまでのラドン濃度より明らかに高い値を示している。型の流跡線も高いラドン濃度を示しているため、その時期に東海地域の対気境界層内から鉛直輸送されたラドンの効果を検討しなければならない。

Table 5.4.1 the radon concentrations due to the back trajectory types at Mt.Fuji

	OCT02	NOV	DEC	JAN03	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV
	0.62	0.78	0.92	0.66	0.85	0.94	0.87	0.68	0.97	1.14	1.05	0.93	1.40	1.33
	1.12		0.73	0.47	0.84	0.72	0.55	0.71	0.79	0.99				
		0.70					0.57						0.55	
	0.70		0.73	0.82		0.67	0.75	0.64	0.63	0.73	0.59	0.62	0.90	1.24

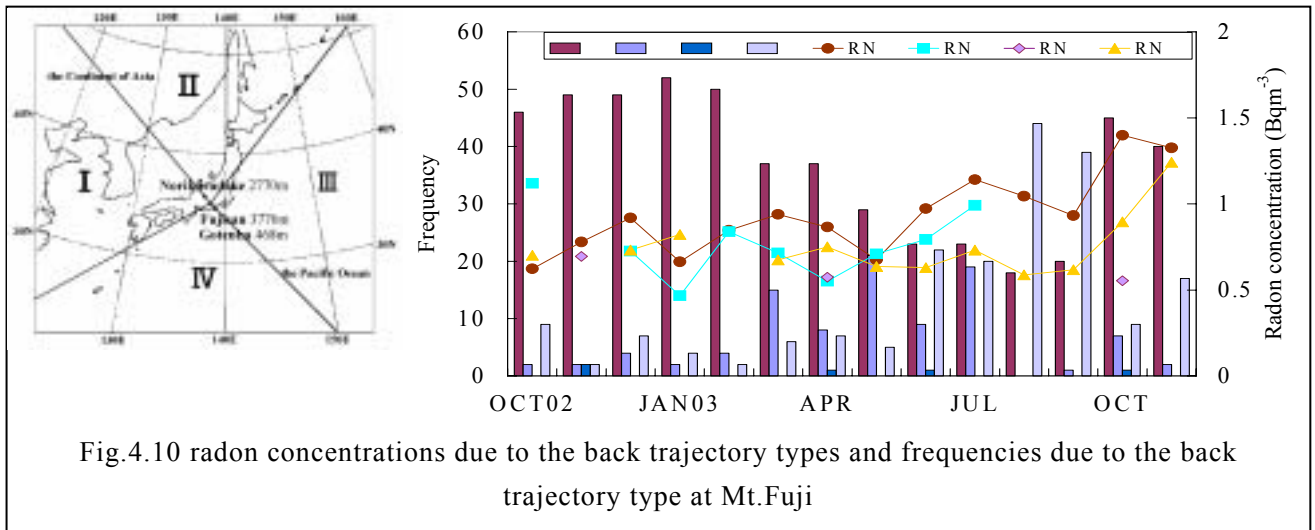


Fig.4.10 radon concentrations due to the back trajectory types and frequencies due to the back trajectory type at Mt.Fuji

### 5.5 2003 年 10~11 月のラドン濃度の増加原因の検討

大気中ラドン濃度は 2003 年 10~11 月には 9 月までの濃度レベルから急激に増加し、長時間変動の振幅も大きくなった。この時期の濃度変動について山頂および富士山周辺地点の気象状況および地上天気図等によって総観

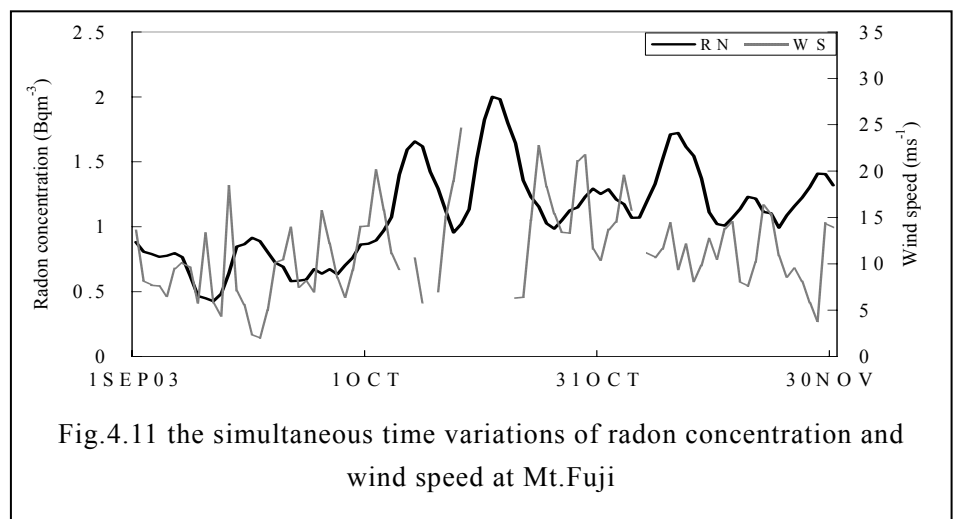


Fig.4.11 the simultaneous time variations of radon concentration and wind speed at Mt.Fuji

規模の気象現象を把握し原因を探索検討した。富士山での風向は~9 月までの変動と 10~11 月とでは大きな違いは現れていない。風速は 5 月に急激に大きく低下し、7 月以降はさらに減少した。ラドン濃度が大きく増加した 10 月には月平均風速は少し強くなった。ラドン濃度の日平均値と風速の変動との間には

弱い逆相関関係が現れている。Fig.4.10 に示すように 2003 年 10~11 月の流跡線分布には前年と大きな違いは現れていない。8~9 月に比べ、I 型の到来数が多くなり始め、IV 型は少なくなっている。9 月のラドン濃度より約 1.3 倍の値に急激に増加した変動原因を検討する。

(1) 風速との相関関係

Fig.4.11 に示すとおり、9~11 月のラドン濃度の長時間変動にはいくつかの極大ピークが表れている。風速の変動傾向と同期した傾向が表れ、両者の間には逆相関関係が認められる。Fig.4.12 には 10 月 1 ヶ月間のラドン濃度と風速の日平均値の間の相関関係および 9~11 月の 1 時間値の相関関係を示して

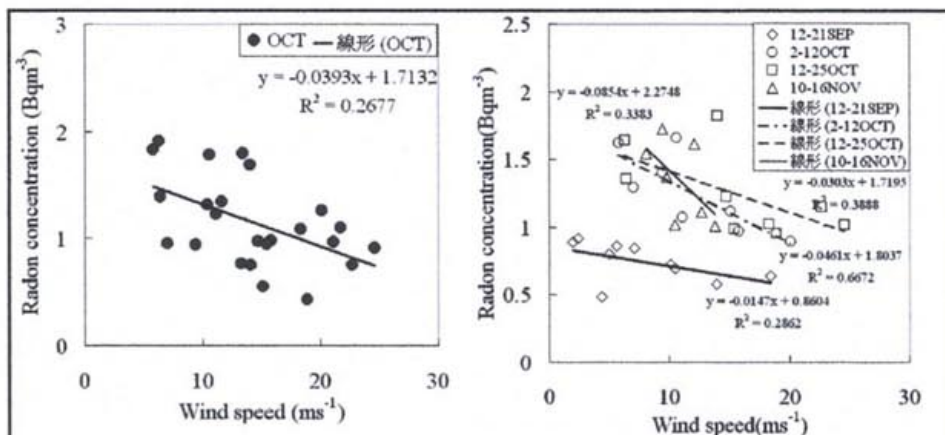


Fig.4.12 the correlation between daily means of radon concentration and wind speed at Mt.Fuji from SEP 03 to NOV 03

いる。10 月の両者の間には弱い逆相関関係が表れている。短期間での 1 時間値の間には相関係数の高い関係がしばしば表れている。

(2) 天気図を用いた総観気象現象による検討

地上天気図によるラドン日平均濃度の長時間変動の比較を Fig.4.13 に示している。ラドン濃度の長時間変動には、中国大陸方向からの高気圧の移動接近に同期して、9 月 16 日、10 月 8, 17, 30 日、11 月 10, 19, 28 日に極大ピークが表れている。極小ピークは東シナ海や日本列島の南方から低気圧が移動

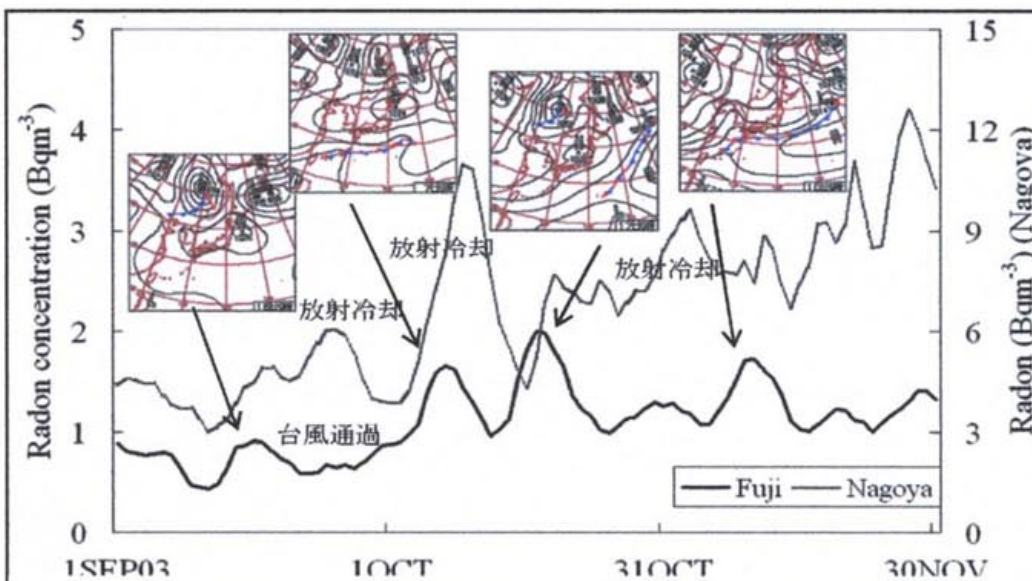


Fig.4.13 the time variation of radon concentrations due to the surface synoptic weather chart

してきたときに同期している。9 月 21~22 日には台風 15 号が富士山に接近したため、海洋性気塊の混合によってラドン濃度は低下し極小ピークを示している。9 月 21~28 日、10 月 3~16 日および 11 月全体に見られる名古屋のラドン濃度の極大ピークは夜間時の放射冷却現象のため接地境界層内にできた逆転層によるものである。

(2) 気圧の時間変動による検討

Fig.4.14には9~11月のラドン濃度および気圧の時間変動を示している。9月から11月にはラドン濃度は増加傾向、大気圧は減少傾向である。気圧が増加するとラドン濃度が減少する同期現象も現れている。

Fig.4.15に示しているとおり、高度の低い大気境界層内の各地点では気圧は9月から11月には増加傾向であった。中国大陸から高気圧が移動接近した時に富士山頂の気圧は増加している。10月中旬を転換点としてその前後では気圧レベルが大きく違っており、数hPaも減少している。各地点の気圧とラドン濃度の時系列変動とを比較

すると、10月にはラドン濃度と気圧とは同期して変動していることが判る。気圧とラドン濃度との同期現象には地点による違いも現れている。標高273mの甲府での気圧とラドン濃度の同期現象は標高21mの三島および51mの名古屋

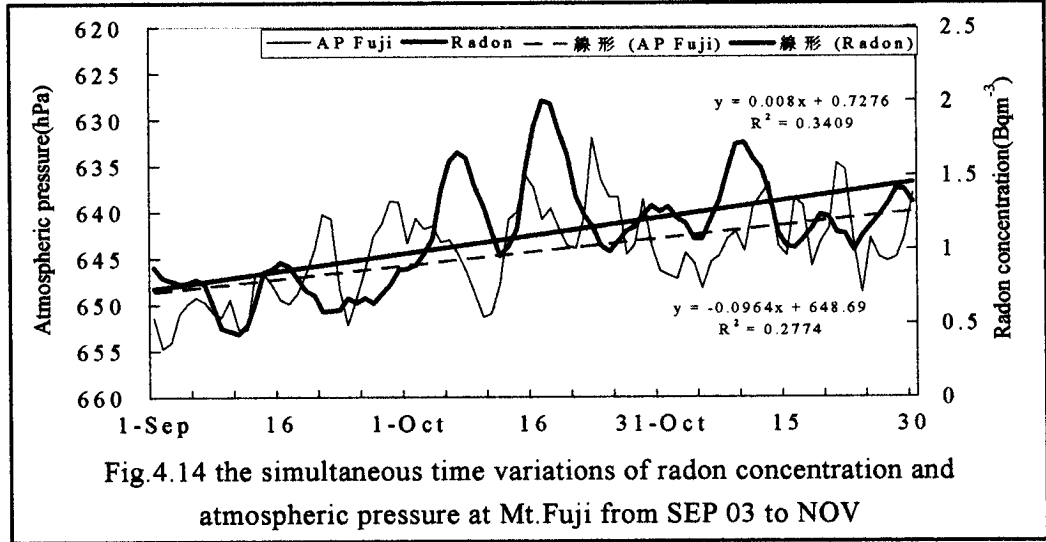


Fig.4.14 the simultaneous time variations of radon concentration and atmospheric pressure at Mt.Fuji from SEP 03 to NOV

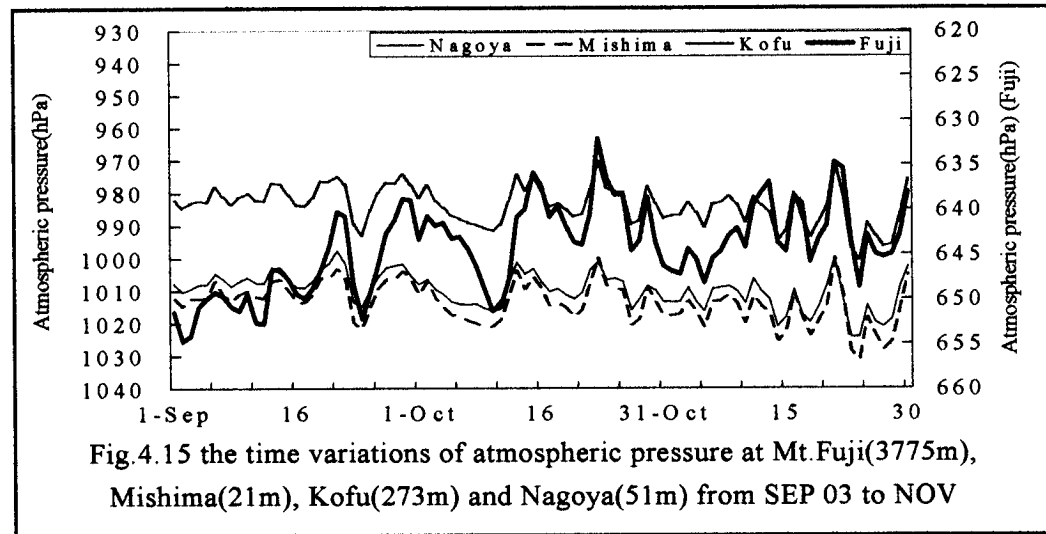


Fig.4.15 the time variations of atmospheric pressure at Mt.Fuji(3775m), Mishima(21m), Kofu(273m) and Nagoya(51m) from SEP 03 to NOV

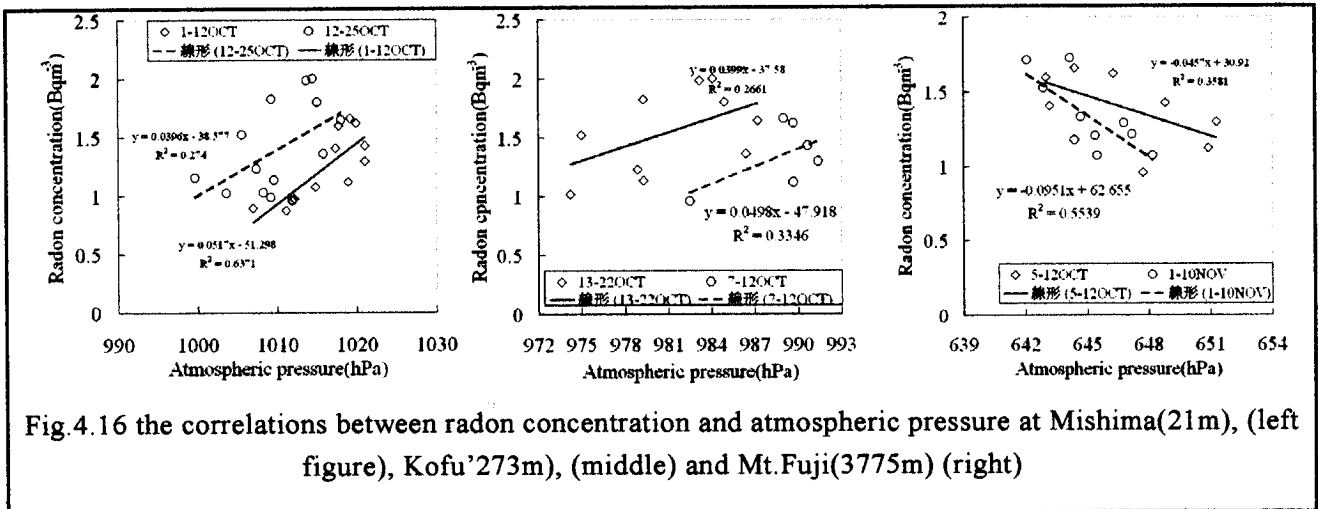


Fig.4.16 the correlations between radon concentration and atmospheric pressure at Mishima(21m), (left figure), Kofu(273m), (middle) and Mt.Fuji(3775m) (right)

に比べると位相が少しズレている。11月にはラドン濃度の極大ピークに対し気圧変動には顕著な同期現象は現れていない。富士山頂と大気境界層内での気圧変動とは位相変動に違いが現れている期間も見られ、極大極小ピーク時期のズレや変動傾向の違いも現れている。Fig.4.16にはラドン濃度と気圧との相関関係を地点別に示している。三島および甲府の気圧変動とラドン濃度との間には順相関関係のあることが判った。富士山頂の気圧変動とラドン濃度との間には逆相関関係が表れている。ラドン濃度と気圧との関係に高度による違いが現れていることは大気の収束発散に関係していると推測できる。

### 5.6 乗鞍岳との同時測定データによる検討

Fig.4.17には乗鞍岳と富士山頂のラドン濃度の同時測定データの時系列変動を示している。両者の時間変動は良く同期している。Fig.4.18に示している後方流跡線によって8月27日から8月31日の極大ピークは中国大陸から移動した気塊によるものであることが判った。9月1日には太平洋上からの気塊が到達したため、ラドン濃度は急激に低下している。乗鞍岳のラドン濃度の時間変動には大きな振幅量の日周期変動が顕著に

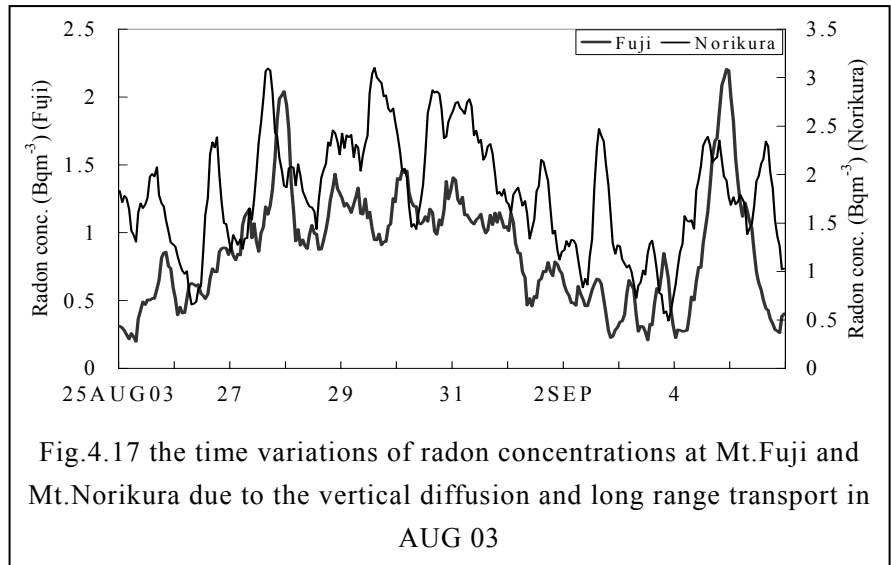


Fig.4.17 the time variations of radon concentrations at Mt.Fuji and Mt.Norikura due to the vertical diffusion and long range transport in AUG 03

表れている。富士山のラドン濃度にも8月27日には大きな振幅量の日周期変動が表れている。富士山では27日を除けば日周期変動の振幅量

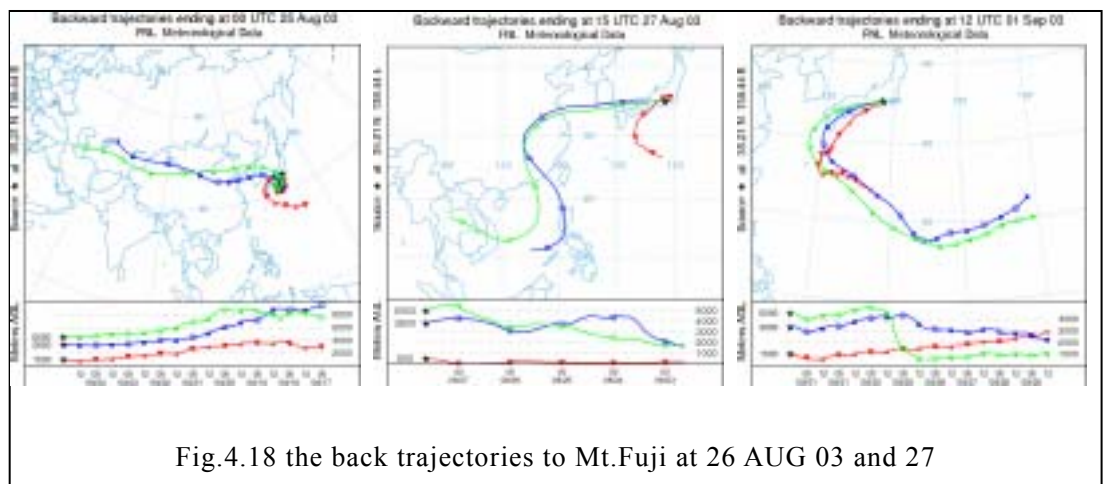


Fig.4.18 the back trajectories to Mt.Fuji at 26 AUG 03 and 27

は乗鞍岳の1/3~1/5程度の大きさである。大気境界層内から鉛直輸送されるラドン量が高度差1000mで1/3~1/5に減ることを示している。

### 6. 地表ガンマ線線量率分布による大気中ラドン濃度の検討

ラドン湧出強度の面分布を測定することは非常に難しい。その広域分布を得る努力は継続されなければならない。ラドン湧出源の強度分布を推定することが可能になれば、地表から放出される微量物質の移流や拡散現象のトレーサとして大気ラドンの利用価値はさらに高まる。地表ガンマ線線量率の測定はいろいろな目的のために各地で行われており、信頼できる分布データが得られている。地表ガンマ線強

度分布によってラドン発生源の強度分布を推定できるかどうか検討する。

### 6.1 同一地点での空間ガンマ線線量率と大気中ラドン濃度の関係

同一地点での地表ガンマ線線量率と大気ラドン濃度の同時測定データは 11 箇所得られ、Fig.5.1 に示す分布であった。ガンマ線線量率の低い地点は利尻島  $17.5\text{nGyh}^{-1}$ 、御殿場  $16\text{nGyh}^{-1}$  および富士山  $15\text{nGyh}^{-1}$  の 3 箇所であり、これらの地点の基盤岩は火山岩であった。乗鞍岳の地表は火成岩に覆われており、ガンマ線線量率は  $45.9\text{nGyh}^{-1}$  であった。隠岐島の面積は父島や利尻島より大きく  $240\text{km}^2$ 、基盤岩は火成岩で、ガンマ線線量率は高く、五箇:  $51.9\text{nGyh}^{-1}$ 、横尾山:  $44.5\text{nGyh}^{-1}$ 、ラドン濃度はそれぞれ  $4.1\text{Bqm}^{-3}$  および

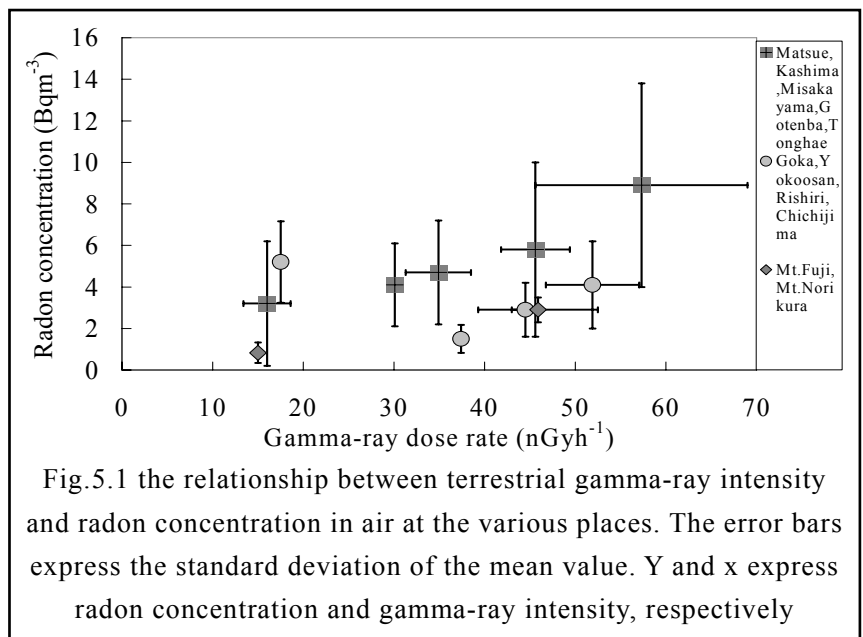


Fig.5.1 the relationship between terrestrial gamma-ray intensity and radon concentration in air at the various places. The error bars express the standard deviation of the mean value. Y and x express radon concentration and gamma-ray intensity, respectively

$2.9\text{Bqm}^{-3}$  であった。父島は太平洋上の面積  $24\text{km}^2$  の小島で基盤岩は火山噴出物である。ガンマ線線量率は  $37.4\text{nGyh}^{-1}$  で隠岐島に比べ低い値であり、ラドン濃度は  $1.5\text{Bqm}^{-3}$  であった。利尻島のガンマ線線量率  $17.5\text{nGyh}^{-1}$  は低い値を示しており基盤岩および表層地質との矛盾は見られなかった。ラドン濃度  $5.2\text{Bqm}^{-3}$  はそれほど低い値ではなく、ガンマ線強度の低いこととは対照的である。

ラドン-222 の湧出源は土壌中のラジウム-226 分布である。ラジウム-226 の土壌中濃度分布はラドンを大気中へ湧出できる能力分布と考えて良い。土壌中ラジウム-226 濃度の高い地点でのラドン湧出量は多いことおよび地表大気中ではラドン濃度も高濃度になることを推測できる。ウラン系列核種のラジウム-226 は地殻ガンマ線の線源でもあるため、その濃度は地表ガンマ線強度と正の良好な相関関係のあることが報告されている。ウラン系列核種の濃度分布は基盤岩および表層地質分布に依存しており、例えば火成岩の風化土壌ではウラン系列核種濃度が高く、ガンマ線線量率も高い値である。

### 6.2 土壌面積による検討

ラドン濃度の測定値は測定地点の周囲 40km の領域内からの影響を受けていると報告されている。地表ガンマ線線量率の測定値は散乱線を含めても周囲数 100 メートルの土壌からの影響を受けている。地表ガンマ線強度はその地点でのラドン湧出能の指標になることを期待できるため、地表ガンマ線強度分布とその地点から湧出するラドン量の関係を土壌面積によって検討する。

土壌から湧出したラドンは鉛直拡散の時間変動の影響を受けるため、ラドン濃度には大きい振幅量の日周期変動が見られる。遠方から長距離輸送されるラドンは輸送時間が長いと拡散混合によって濃度レベルは低下し、時間変動も小さい振幅量である。測定地点でのバックグラウンド濃度になっており、短時間変動への寄与はその地点から湧出するラドンより小さいと考えられる。地表大気中の鉛直拡散特性の日周期変動に依存するラドン濃度には、その地点の周囲 40km の土壌から湧出するラドン量の寄与が大きいと考えられる。夜間時に接地逆転層の効果によるラドン濃度の増加量はその地点から湧出したラドンによるものと推定できる。

大気中の鉛直拡散の日周期変動は日射による熱対流および地表からの放射量の影響を受けている。広い

大陸上の地点の方が狭い地点より熱対流の効果は大きい対流混合層の高度もより高くなる。放射量の効果による気温低下も広い大陸上の地点の方がより大きいため、夜間時には接地逆転層もより高い高度まで成長すると推測できる。海洋大気中の熱対流の強度には土壌と海水の比熱の違いも加わるため、対流混合層は陸上での高度より低い。放射量の効果による気温低下も広い大陸上の地点より小さいため、夜間時には接地逆転層の高度も陸上より低いと推測できる。

広い大陸上では夜間時に滞留するラドン量は狭い地点より多く、昼間時の対流混合層高度もより高くなり、拡散効果も大きいためラドン量の低下もより大きい。ラドン濃度の日周期変動量は広い大陸上の方が狭い地点より大きくなる。夜間時に陸上では地表付近の空気は冷却し重くなるため、空気塊は鉛直拡散できなくなり、ラドンも地表付近に滞留する。海洋の小島では陸上大気量は非常に少ないため、それが海上へ流出し始めるとその後海上から低ラドン濃度の空気塊が進入し混合するため、ラドン濃度が増加している時間帯は短い。小島では陸面積が小さくラドン湧出量も少ないため、夜間時にもラドンの滞留は少量で陸上地点より低濃度である。ラドン日周期変動に与える陸面積の影響は周囲 40km、面積 1256km<sup>2</sup> より広い地点の方がより顕著に表れると推測できる。狭い陸面積の小島では、ラドン日周期変動量は非常に小さいため、明瞭な位相変動は見られない。日周期変動の表れる小島でも、ラドン濃度が増加する時間帯は短く、たとえば隠岐島では夜半ごろからは減少に転じる。陸地面積が小さいため、低ラドン濃度の海洋大気との混合が早い時間から始まるためである。湧出したラドンが地表付近に滞留している時間が短いため、極大濃度は高い値にはならない。

利尻島でのラドン濃度は他の離島に比べ非常に高い値を示した。利尻島は面積 182km<sup>2</sup> の火山島で、240km<sup>2</sup> の隠岐島より小さい陸地面積である。利尻島でのラドン濃度の日周期変動は地表大気の鉛直安定度との関係から推定できる位相変動とは矛盾しており、陸上地点の位相変動とは全くズレている。利尻島でのラドン濃度変動には隠岐島に比べても非常に大きな違いが見られ、日周期変動は 5~10 月の暖候期にのみ表れ、それ以外の時期には見られなかった。アジア大陸から輸送される気塊は冷たく重いため、鉛直混合が不活発でラドンも下層に滞留し続けていると推測できる。

自由対流圏内の高度にある富士山や乗鞍岳でも大気中ラドン濃度は低い値であった。測定地点での陸地面積が小さいことや空気の鉛直速度が遅いため大気境界層内から輸送される気塊のラドン濃度は拡散によって低下するためと推測できる。地表ガンマ線線量率は測定地点を数メートル移動するだけでその値が変動するため、土壌中ラジウム-226 濃度に対する面積分解能は非常に大きいことが判る。ガンマ線線量率は大気中ラドン濃度より狭い領域の土壌からの影響を受けているため、面積分解能はガンマ線の方が優れている。これはラドン発生源強度の指標としては利点の一つである。

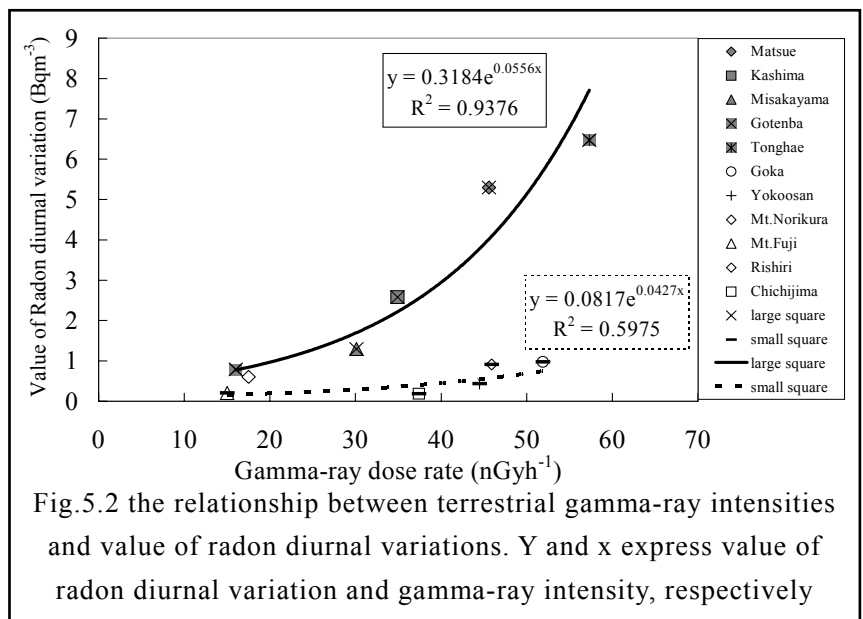


Fig.5.2 the relationship between terrestrial gamma-ray intensities and value of radon diurnal variations. Y and x express value of radon diurnal variation and gamma-ray intensity, respectively

### 6.3 大気中ラドン濃度の日周期変動量と地表ガンマ線線量率との関係

測定地点の陸地面積によって広い面積および狭い面積のグループに分け、ガンマ線線量率とラドン濃

度の日周期変動量との関係式を求め、Fig.5.2 に示している。

地表ガンマ線強度  $x$ ，ラドン濃度の日周期変動量  $y$  として最小二乗法で求めた回帰式は，

$$\text{広い陸地面積のグループ： } y(\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}) = 0.318 \cdot e^{0.0556 \cdot X(\text{nGy} \cdot \text{h}^{-1})} \quad (\text{相関係数}=0.97)$$

$$\text{狭い陸地面積のグループ： } y(\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}) = 0.1942 \cdot e^{0.0241 \cdot X(\text{nGy} \cdot \text{h}^{-1})} \quad (\text{相関係数}=0.52)$$

広い陸地面積のグループでは相関係数も大きく良い順相関を示したため、ガンマ線線量率によってラドンの実効湧出能を推定できることが判った。狭い陸地面積のグループではラドン濃度の日周期変動量が非常に小さいためこの方法を用いることは難しいことも判った。利尻島の測定例で明らかのように、大陸と近い距離にある離島では、移流ラドンによる影響が大きいためこの方法を用いることができないことも判った。

広い陸地面積の地点で夜間時に接地逆転層によってラドンが

地表付近に滞留した時の蓄積率と地表ガンマ線線量率との関係を Fig.5.3 に示している。ラドン蓄積率の方が日周期変動量よりラドン湧出量との相関が強いことは明らかである。接地逆転層ができていた時には湧出したラドンは上方へ拡散できないため、湧出量は蓄積率に比例していることが期待できる。両者の間には指数関数で近似できる良い相関関係のあることが判った。地表ガンマ線強度  $x$ ，ラドンの蓄積率  $y$  として最小二乗法で求めた回帰式は次のとおりであった。

$$y(\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}) = 0.04 \cdot e^{0.0524 \cdot X(\text{nGy} \cdot \text{h}^{-1})} \quad (\text{相関係数}=0.96)$$

大陸上の地点では、地表ガンマ線強度によるラドン湧出量の推定はラドン発生源強度の推定方法として有効であることが判った。地表ガンマ線強度分布の測定データは数多く報告されており、そのデータを整理することによってラドン発生源分布の指標として推定することはひとつの方法である。

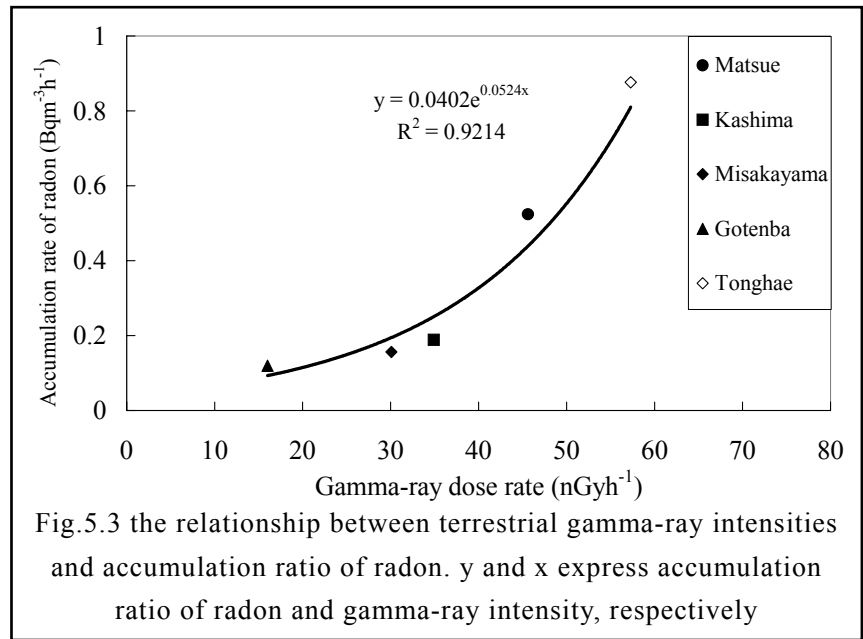


Fig.5.3 the relationship between terrestrial gamma-ray intensities and accumulation ratio of radon.  $y$  and  $x$  express accumulation ratio of radon and gamma-ray intensity, respectively

#### 参考文献

- (1) T.IIDA, Y.IKEBE, et al. ,Continuous measurements of outdoor radon concentrations at various locations in east Asia, Environmental International 22(1), s139-s147, 1996
- (2) Y.IKEBE, Variation of Radon and Thoron concentrations in relation to the wind speed, J. Meteo. Soc. Japan, Vol.48, No.5, 461-468, 1970
- (3) N.FUJINAMI, S.ESAKA, Influence of Solar Radiation and Heat Emission on Radon-222 Daughter Concentrations in Surface Air, J. Geophys. Res., 93(D10), 12627-12629,1988
- (4) K.YOSHIOKA, The vertical profile of 222Rn concentration in the lower atmospheric boundary layer at Shimane peninsula, Radon And Thoron In The Human Environment, World Scientific publishing, 252-258,

1998

- (5) T.ASAI, Science of Atmospheric Convection, TOKYODO press., 1983
- (6) J.KONDO, Science of Atmospheric Boundary Layer, TOKYODO press., 1982
- (7) J.C.KAIMAL, The atmospheric boundary layer-its structure and measurement., GIHODO pres., 1993
- (8) T.ASAI, Local Meteorology., University of Tokyo press., 1996
- (9) K.TAKEUCHI, J.KONDO, Atmospheric science chair 1., University of Tokyo pres., 1981
- (10) T.E.GRANDEL, P.J.CRUTZEN, Atmosphere, Climate and Change, NIKKEI Science, 1997
- (11) Meteo. Scien. Of JAPAN, Encyclopedia of Meteorology and Atmospheric Science, TOKYOSHOSSEKI, 1998
- (12) F.PASQUILL, F.B.SMITH, Atmospheric Diffusion, Ellis Horwood Ltd., 1983
- (13) K.YOSHIOKA, T.Iida, The diurnal change in the vertical distribution of atmospheric <sup>222</sup>Rn due to growth and rise of the stable stratification height in the atmospheric boundary layer , Radioactivity in the Environment, Vol.7, 489-496, 2005
- (14) Orlanski, I., (1975), A rational subdivision of scales for atmospheric processes, Bull. Amer. Meteor. Soc. , 56, (pp.527-530)
- (15) HYSPLIT4(Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory)Model, 1997. Web address : <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html> , NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- (16) T.Kubozoe, (1991), Vertical Distribution of Rn Concentration up to 3km above the Sea Level and Rn Concentration in the atmosphere over the Ocean up to 1200km South from Japan island, Environmental Radon , (pp.217-223)
- (17) M.WILKENING, (1990), RADON IN THE ENVIRONMENT, ELSEVIER, (pp.30-40)
- (18) 吉岡勝廣 , ラドン高度分布の時間変化から見た大気の拡散混合過程 , エアロゾル研究 , 第 17 巻第 4 号 , 267-275, 2002
- (19) ATMOSPHERIC RADON FAMILIES AND ENVIRONMENTAL RADIOACTIVITY , , , ラドン族調査研究委員会
- (20) 東アジアにおける大気汚染物質の挙動解明を目的とした自然放射能ラドンの同時測定 ,平成 10 ~ 11 年度科学研究費補助金研究成果報告書
- (21) H.A.Wollenberg and A.R.Smith, A Geochemical Assessment of Terrestrial  $\gamma$ -Ray Absorbed Dose Rates, Health Physics,58,No.2,183-189, ( 1990 )
- (22) 松田秀晴 , 湊進 , 日本における主な岩石中の放射能 , RADIOISOTOPES , 48 , 760-769 , (1999)
- (23) Susumu MINATO, Analysis of Time Variations in Natural Background Gamma Radiation Flux Density, J. Nucl. Sci. Tech. 17, No.6, 461-469, 1980
- (24) Minato, S., Diagonal elements fitting technique to improve response matrixes for environmental gamma ray spectral unfolding, Radioisotopes, 50, 463-471(2001)
- (25) 湊進 , サーベイメータを携帯して記録した 1 時間ごとの自然放射線線量率 ,RADIOISOTOPES , 48 , 327-333 , (1999)