
 報 告

北陸地方 1 か月予報における山地の降雪量ガイダンスの作成

小原 公克*・村 規子**

1. はじめに

北陸地方の山沿い・山間部は、日本でも有数の豪雪地帯であり、降雪量の多寡はそこに暮らす人々の社会生活に多大な影響を及ぼす。このため降雪量予報に対するニーズは高く、今日明日といった短期予報はもとより、1 か月予報などの季節予報にも注目が集まる。

現在 1 か月予報の降雪量予報は、平地にある気象官署のデータに基づいて行っており、平地の予報であるといえる。これまで、季節予報で対象としている時間スケールでは、山沿い・山間部の降雪量の多寡は平地と同様であるとされてきた。ところが、平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震直後の冬（2005 年寒候期）は、新潟県の山沿いを中心に「19 年ぶり」とも言われる大雪になったのに対し、気象官署平均の降雪量平年比は 77%と、両者の間に大きな差異が認められた。降雪量は復旧途中の中越地震の被災地で特に多かったこともあり、社会的に注目を集めた。

新潟地方気象台では、この 2005 年寒候期を契機に、季節予報で対象としている時間スケールでも平地と山沿い・山間部の降雪特性に差が見出せないかを調査した。その上で、1 か月予報における山地（山沿い・山間部）の降雪量ガイダンスを作成した。これを基に、2008 年寒候期から、1 か月予報の解説資料で山地の降雪量予想の部外発表を実施している。

* 横浜地方気象台

** 新潟地方気象台（現 東京管区気象台）

山地の降雪量ガイダンスの作成にあたっては、その不確定性から確率表記が避けられない季節予報で有効とされる、確率密度分布の作成を念頭に置いた。以下に、山地の降雪量ガイダンスの作成方法について報告する。

2. 山雪と里雪

2.1 山雪と里雪の定義

気象庁の予報用語によると、山雪とは「山地に比較的多く降る雪.」、里雪とは「山地に加えて平野部でも多く降る雪.」と定義されており、備考として「「山雪」、「里雪」は北陸を中心に使われており、季節風による雪の降り方を表す.」と記述されている。

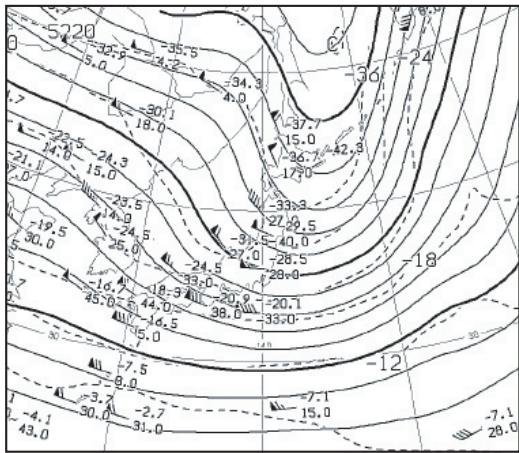
北陸の気象官署では、冬型の気圧配置が強まることによって北から北西の季節風が強く吹き、日本海で水蒸気を補給することにより気団変質した空気塊が、^{せきりょう}脊梁山脈での地形性上昇流の影響を受けて山間部主体に雪を降らす現象を「山雪」、季節風が弱く、同様に気団変質した空気塊が、朝鮮半島の山地などの地形性要因によって発生する日本海の収束帯、あるいは上層の正渦に対応した寒気場内小低気圧によって積乱雲となり、平野部の降雪も強める現象を「里雪」、とおおむね区分している。

2.2 山雪・里雪の天気図での特徴とアンサンブルモデルでの表現

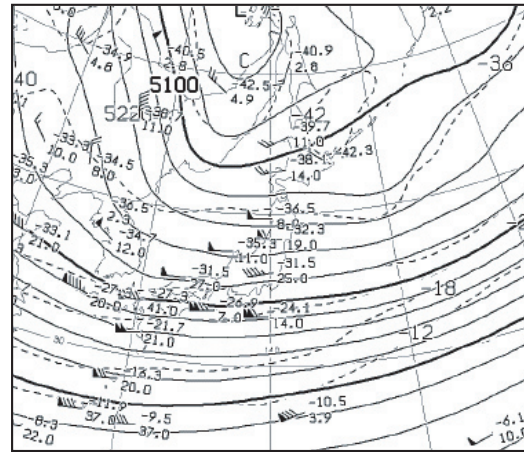
典型的な山雪の 500hPa 高層天気図を第 2.1 図に、地上天気図を第 2.2 図に示す。通常現業で用いる季節予報資料は、アンサンブルモデルを期間平均した予想天気図であり、実況の天気図と異なって日々の特徴が平滑化されてしまう。アンサンブルモデルでも予想凝結量は計算されるが、山雪を正確に表現するには地形性上昇流の再現がモデル内で必要となるため、解像度の低い現在のアンサンブルモデルでその特徴を示すことは難し

い。季節予報資料でも応用できる点は大局的な部分となり、500hPa 高層天気図で東谷であること、地上天気図の等圧線が日本海で縦に込んでいることである。

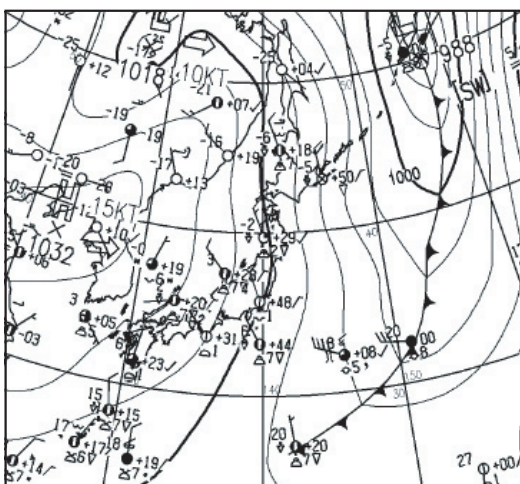
同様に典型的な里雪の 500hPa 高層天気図を第 2.3 図に、地上天気図を第 2.4 図に示す。里雪に特徴的な日本海の収束に伴う凝結量は、GSM 等の比較的解像度の高い単一モデルでは表現されるが、アンサンブルモデルでは表現されることはほとんどない。季節予報資料でも応用できる点は、500hPa 高層天気図で日本付近が広く谷場になっ



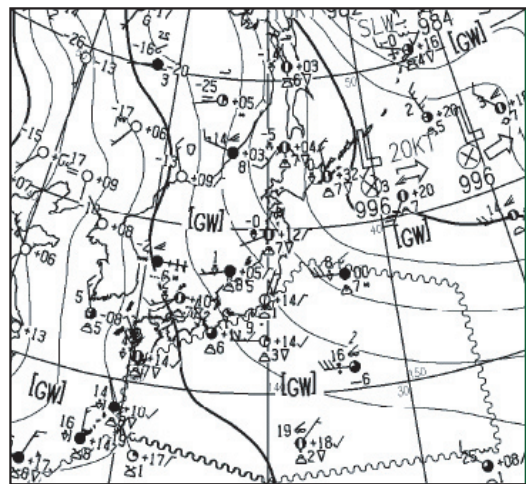
第 2.1 図 2005 年 1 月 5 日 09 時の 500hPa 高層天気図 (山雪の例)



第 2.3 図 2005 年 12 月 14 日 09 時の 500hPa 高層天気図 (里雪の例)



第 2.2 図 2005 年 1 月 5 日 09 時の地上天気図 (山雪の例)



第 2.4 図 2005 年 12 月 14 日 09 時の地上天気図 (里雪の例)

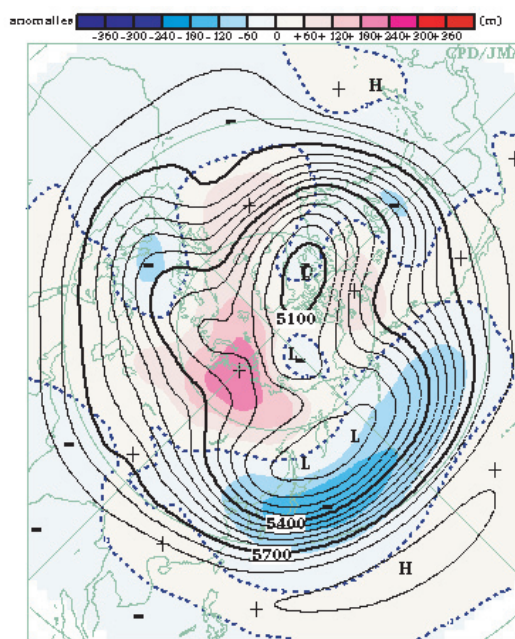
ていること、地上天気図の等圧線が日本海で袋状（低圧部が高圧部に向かって膨らんでいる状態）になっていることである。

2.3 期間平均天気図での山雪と里雪の判別

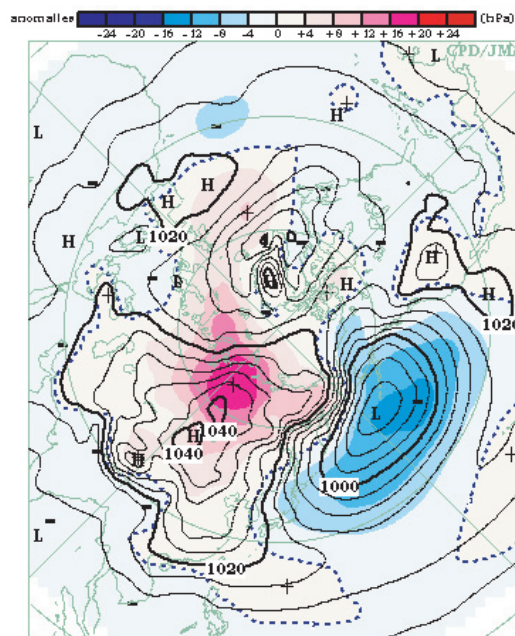
2.2 項では、ある時刻の天気図による山雪と里雪の大局的な特徴を示したが、季節予報で用いる資料を念頭に置き、期間平均した天気図で山雪と里雪の判別ができるのか考察する。

2006 年（平成 18 年）の寒候期は平成 18 年豪雪と命名され、2005 年 12 月は北陸西部の平地を中心に大雪となる日があり、里雪が特徴的であった。この月は、富山県の高岡市伏木で 12 月の降雪の深さが多いほうからの極値を更新するなど、平地の気象官署では月降雪量平年比が 300～400%となったところがあった。また、2006 年 1 月は新潟県の山沿いを中心に降雪量が多くなり、新潟県の津南町では翌月初めの 2 月 6 日に 416cm というアメダスの観測開始以来の最深積雪を記録している。したがって、2005 年 12 月、2006 年 1 月をそれぞれ、典型的な里雪の期間、山雪の期間として月平均天気図を比較する。

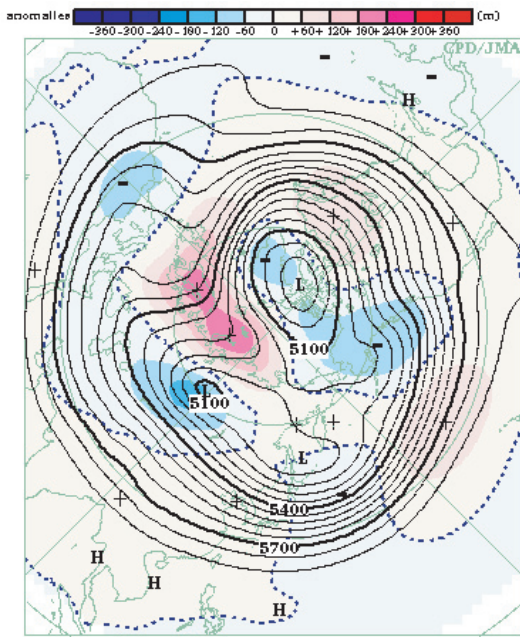
第 2.5 図は、里雪となった 2005 年 12 月の月平均 500hPa 天気図である。等高度線を見ると日本付近は広く谷場となっており、平年偏差が負となっている領域も広く、広い範囲（北陸の気象官署では「西回り」とも表現する）で寒気が南下したことがわかる。第 2.6 図は 2005 年 12 月の月平均地上天気図であり、日本海の等圧線を見ると、袋状の低圧部が見られる。第 2.7 図は、山雪となった 2006 年 1 月の 500hPa 月平均天気図である。日本の東に谷があり（正渦度極大）、平年偏差が負となっている領域も北日本・東日本に限られている。第 2.8 図は 2006 年 1 月の月平均地上天気図であり、日本海の等圧線が縦に並んでいることがわかる。このように、月平均天気図でも里雪と山雪の違いが明りょうであり、期間平均の天気図を用いる季節予報資料でも山雪と里雪を判別できる可能性がある。



第 2.5 図 2005 年 12 月の月平均 500hPa 天気図（里雪の例）
等値線が高度，陰影は平年偏差．平年値は 1979～2004 年。

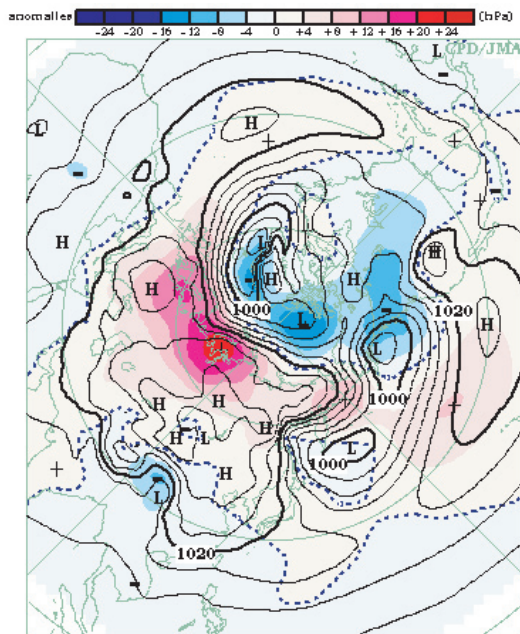


第 2.6 図 2005 年 12 月の月平均地上天気図（里雪の例）
等値線が海面気圧，陰影は平年偏差．平年値は 1979～2004 年。



第2.7図 2006年1月の月平均500hPa天気図（山雪の例）

等値線が高度，陰影は平年偏差．平年値は1979～2004年．



第2.8図 2006年1月の月平均地上天気図（山雪の例）

等値線が海面気圧，陰影は平年偏差．平年値は1979～2004年．

3. 山地の定義

3.1 降雪量予報

北陸地方の1か月予報では降雪量予報を発表しているが，ガイダンスの作成及び予報の検証に利用している観測値は，北陸地方の気象台・測候所・特別地域気象観測所の降雪量であり，言い換えれば平地の降雪量を予測しているに過ぎない．1か月予報で対象とする予報期間で考えると，山地と平地の降雪量は同様に多寡となる傾向があり，区分して発表する必要はないと従前は考えられてきた．しかしながら，明確にそのことを調査した文献は存在せず，予報作業担当者経験による伝承に過ぎないと思われる．したがって，1か月予報の対象期間でも山地と平地で降雪量の多寡にずれがあることを仮定し，山地の降雪量ガイダンスを作成することを念頭において，予報対象とする山地の定義を検討する．

3.2 予報用語による山地の定義

予報用語によると，山地とは「山の多いところ．「平地」に相対する用語．」とされている．また，山沿い，山間部，山岳部といった言葉も定義されているが，備考によると「「山地」は「山岳部」と「山間部」を含み，このうち人が定住し，活動の多いところが「山間部」である．また，「山沿い」は「平地」から「山地」へ，あるいは「平野部」から「山岳部」へ移る地帯をいう．」という関係がある．

北陸地方の大雪注意報・警報区分では，新潟県が「海岸」・「平野」・「山沿い」の3区分，富山県が「平地」・「山間部」の2区分，石川県・福井県が「平地」・「山地」の2区分となっている．使用用語は統一されておらず，平野あるいは平地に相対する「山」の地域も同一の定義ではない．

利用者の利便性を考えると，山地と平地の区分は，既存の気象情報による区分との齟齬そごがないことが望ましい．このため，注意報・警報区分の「山沿い」・「山間部」・「山地」を山地，「海岸」・「平野」・「平地」を平地とする区分を考え，その妥当性について次項以降で検討する．

3.3 主成分分析による山地の定義

小原(2006)では、主成分分析を用いて、冬(12～2月)合計の資料を用いて山雪と里雪が気候的に卓越する区分を見出そうとしているが、今回は1か月予報で山地の降雪量予報を提供することを念頭に置き、月単位の降雪量資料を用いて主成分分析を行った。使用したデータは、1983～2000年寒候期のデータである。

分析結果の第1主成分は年ごとの降雪量の変動を表し、第2主成分が地点による山雪と里雪の気候的卓越による出現傾向を表している可能性があるため、第2主成分について調査する。なお、第2主成分までの累積寄与率が各月ともに80%に達し、第3主成分以降は寄与率が10%以下と小さ

いため、第3主成分以降は考慮していない。月ごとの第2主成分の値を第3.1表に示す。第3.1表では各月の第2主成分の値を標高順に並べ替えているが、ベクトルの符号では標高に沿って明確に山雪と里雪の卓越区分が現れているわけではない。おおまかに見ると、正の値が大きいほど山雪が卓越し、負の値が大きいほど里雪が卓越しているように思われるが、富山県の海岸近くにある氷見や福井県の平地にある武生のベクトルが各月を通して正の値が大きく、新潟県の山沿いにある十日町が各月を通して負のベクトルをもつなど、主成分分析でははっきりとした区分を定めることが難しい。

第3.1表 主成分分析の結果

山雪と里雪の気候的出現傾向を表している可能性がある、第2主成分の値。

県	地点名	12月	1月	2月	標高(m)
新潟	津南	0.154	0.248	0.301	452
福井	九頭竜	0.130	0.256	0.173	430
新潟	関山	-0.020	0.030	0.093	350
新潟	湯沢	0.064	0.205	0.070	340
新潟	入広瀬	0.100	0.146	0.033	230
富山	猪谷	0.054	0.300	0.154	215
福井	大野	0.205	-0.026	0.093	182
石川	白山吉野	0.076	0.122	0.088	180
新潟	十日町	-0.062	-0.017	-0.075	170
福井	今庄	0.249	-0.126	-0.017	128
新潟	安塚	-0.143	-0.062	-0.044	126
石川	栢野	0.186	0.284	0.151	126
新潟	津川	0.047	0.038	-0.018	100
新潟	小出	-0.019	0.052	0.014	98
富山	砺波	0.051	0.329	0.162	69
新潟	能生	-0.099	-0.088	0.066	55
富山	魚津	0.066	0.042	-0.061	48
新潟	下関	-0.145	0.068	-0.107	38
福井	武生	0.608	0.423	0.500	32
新潟	長岡	-0.229	-0.056	-0.149	23
石川	七尾	0.049	0.031	-0.070	14
富山	泊	0.001	0.040	-0.012	13
福井	小浜	0.263	-0.092	0.196	10
新潟	柏崎	-0.102	-0.060	-0.094	7
富山	氷見	0.443	0.430	0.543	7
石川	珠洲	-0.120	-0.271	-0.299	4
新潟	新津	-0.137	0.145	-0.195	3
	寄与率	0.105	0.128	0.218	

3.4 クラスタ分析による山地の定義

3.3 項の主成分分析と同様に、月単位の降雪量データを用いてクラスタ分析を行った。分析の手法は、ウォード法で平方距離を基準にしている。

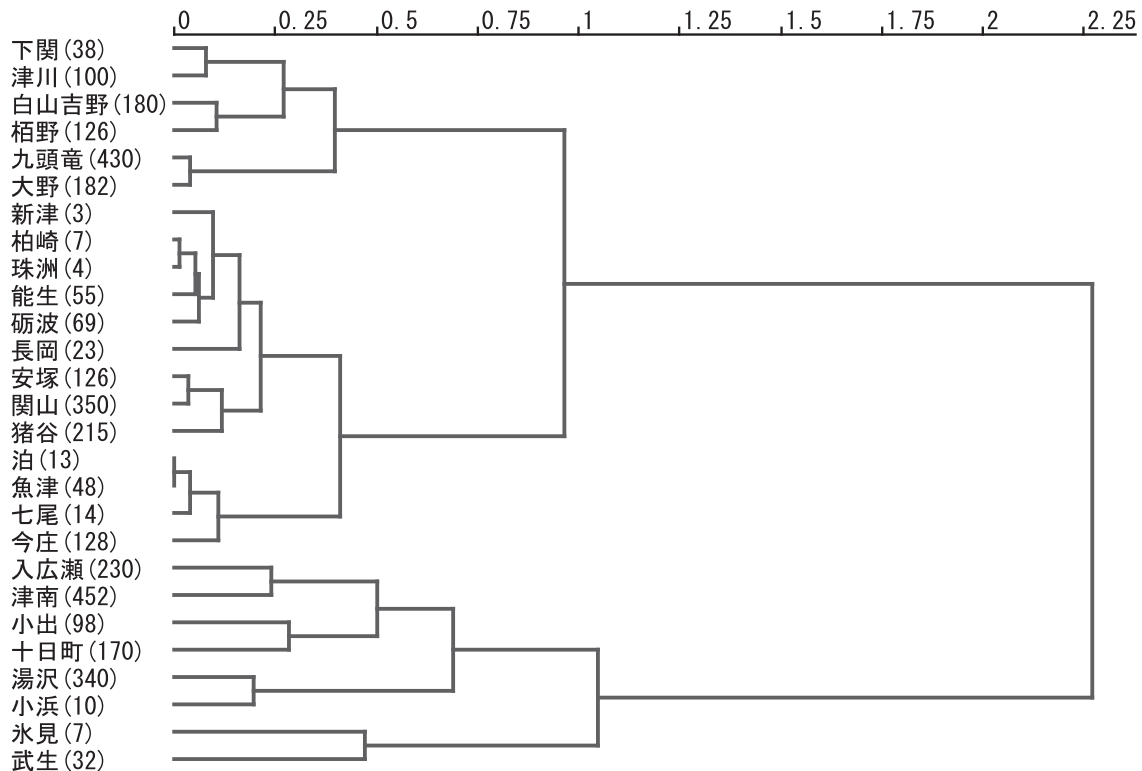
第3.1図は12月の分析結果である。クラスタが4個になった時点で、既に各クラスタで標高の高い地点と低い地点が入り組んでおり、山雪と里雪の卓越区分を表現しているのか疑わしい。富山県の氷見と福井県の武生が独立のクラスタとされているが、平野あるいは海岸沿いの地点はほかにも多数あり、気候的に里雪が卓越するのが2地点のみとは考えにくい。

第3.2図は1月の分析結果である。クラスタが6個になった時点で、山雪が卓越するクラスタが4個、里雪が卓越するクラスタが2個に分かれているように見えるが、若狭湾の海岸沿いに位置する小浜と、福井県の山地にある大野が早い時点で結合しているなど、明りように山雪と里雪の卓

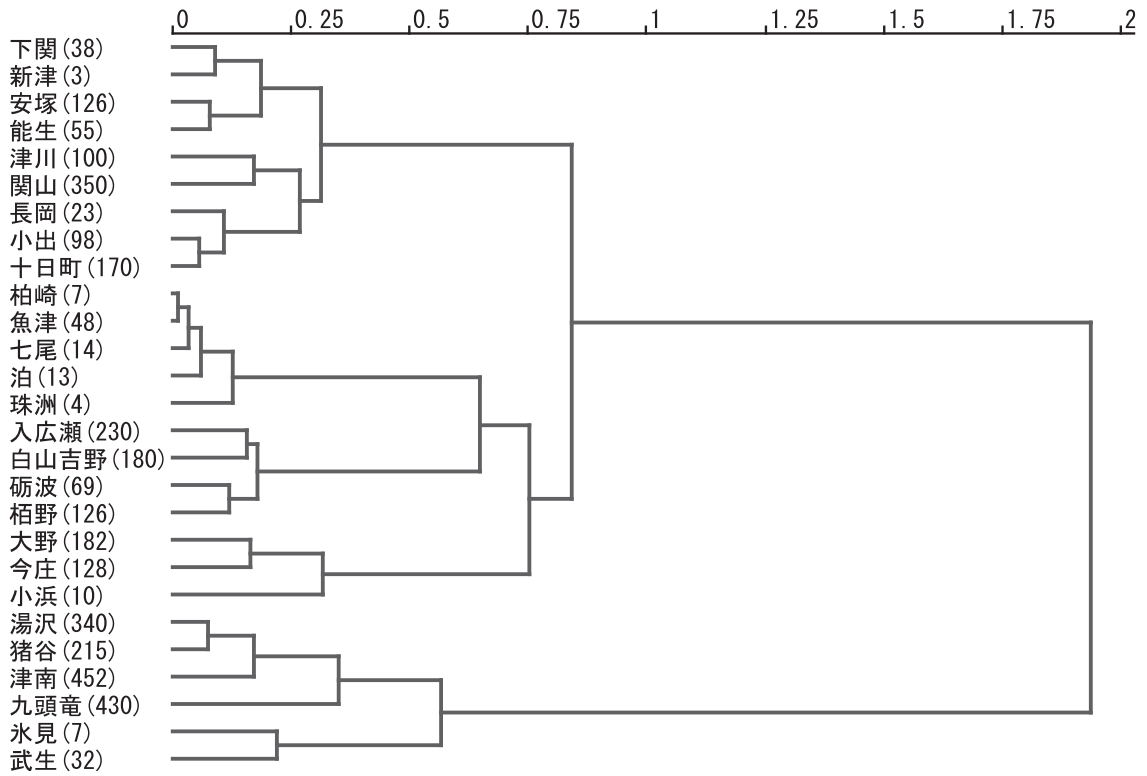
越区分を表現しているとは考えにくい。細かく見ると、観測地の距離が近いところが早く結合しており、北陸としての山雪と里雪の卓越区分を表現しているのではなく、例えば府県単位のような地域的に近いことを基準に結合しているようである。

第3.3図は2月の分析結果である。クラスタが3個になった時点で、山雪が卓越するクラスタが2個、里雪が卓越するクラスタが1個になったように見える。しかしながら、富山県の海岸沿いにある氷見と福井県の平地にある武生が、山雪の卓越するクラスタに入っていたり、福井県の小浜が早い段階で山雪の卓越するクラスタに入っていたりするなど、明確に山雪と里雪の卓越するクラスタに区分されたわけではない。

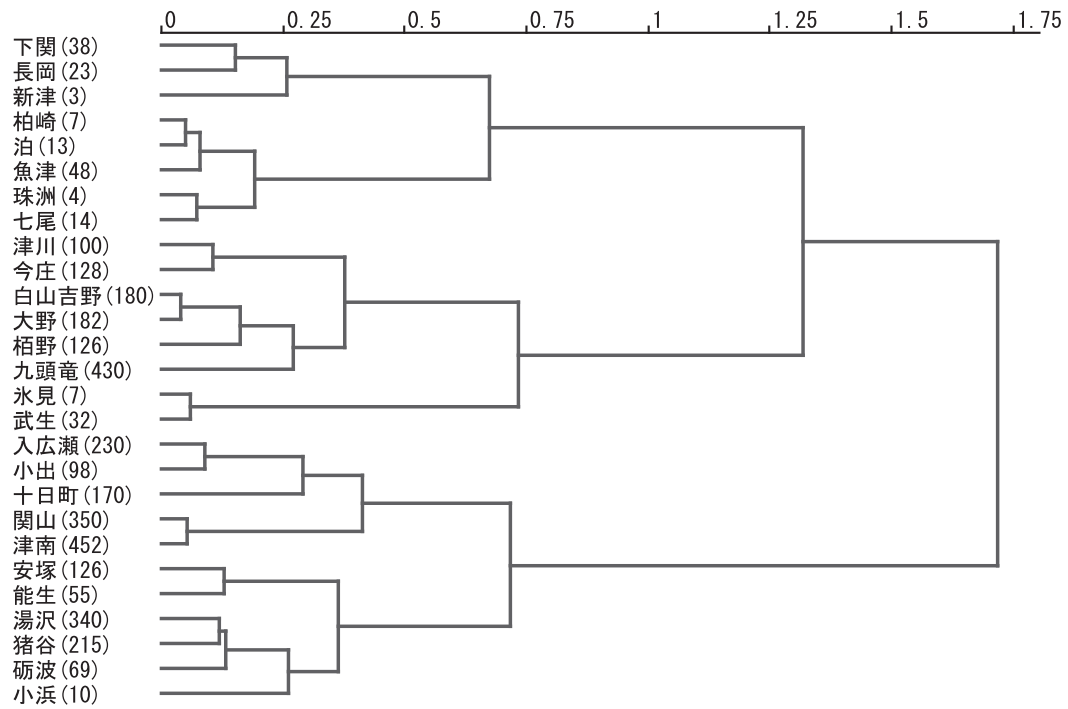
このように、月単位でクラスタ分析を行ったが、必ずしもはっきりと山雪と里雪が気候的に卓越する区分が表現されるわけではない。



第3.1図 12月の降雪量のクラスタ分析の結果
括弧内は標高 (m).



第 3.2 図 1 月の降雪量のクラスタ分析の結果
括弧内は標高 (m).



第 3.3 図 2 月の降雪量のクラスタ分析の結果
括弧内は標高 (m).

3.5 標準偏差を用いた山地の定義

3.3 項と3.4 項では統計的な観点から山地と平地の定義を考えたが、明確な区分は定義できなかった。ここで、経験則を利用した定義づけを考えてみる。

山地と平地での雪の降り方の差異には、(ア) 気温による雨と雪の差異、(イ) 山雪と里雪の出現頻度による差異、の2 点が考えられる。(ア) については、標高による地上気温の差異から、平地では冬期でも降水形態が雨となる日と雪となる日が混在するのに対し、山地では雪となる日が多い。また、(イ) については、里雪となるような傾圧不安定波は維持されにくいいため、里雪が長期間持続することはまれで、里雪より山雪の出現頻度が多い。(ア) 及び(イ) を考慮すると、山雪が気候的に卓越する地域は降雪量の年ごとの変動が比較的小さく、里雪が気候的に卓越する地域は

年ごとの変動が比較的大きいことが推測される。そこで、降雪量の標準偏差を用いた区分を作成する。ここで、地点によって降雪の絶対量が異なることで生じる標準偏差の差異を省くため、規格化した標準偏差を用いることとした。

第3.2 表は、降雪量の標準偏差を用いた順位である。1 か月予報に利用することから、月単位で降雪量の標準偏差を規格化した値が小さいほうから順位をつけ、それを冬(12～2月)で平均した。同時に注意報・警報基準の区分(山沿い・山間部も山地、海岸・平野も平地としている。)を掲載しているが、順位の平均はおおむね注意報・警報基準の山地と平地の境目で上位と下位に分かれていることがわかる。

以上のことから、山雪と里雪、ひいては山地と平地の降雪の気候的卓越区分は、降雪量の年変動の多寡で決まるとすると、1 か月予報での山地と

第3.2 表 月降雪量の規格化された標準偏差の小さいほうからの順位

地点名	12月	1月	2月	順位の平均	標高(m)	区分
津南	1	1	4	2.0	452	山地
入広瀬	2	4	1	2.3	230	山地
十日町	3	5	2	3.3	170	山地
湯沢	5	2	3	3.3	340	山地
九頭竜	4	3	6	4.3	430	山地
関山	7	6	5	6.0	350	山地
小出	6	8	7	7.0	98	山地
津川	11	7	9	9.0	100	山地
猪谷	8	9	11	9.3	215	山地
白山吉野	9	11	10	10.0	180	山地
安塚	13	14	8	11.7	126	山地
栢野	14	13	14	13.7	126	山地
大野	12	17	12	13.7	182	山地
下関	10	16	16	14.0	36	山地
能生	18	12	13	14.3	55	平地
今庄	16	18	18	17.3	128	山地
砺波	17	21	15	17.7	69	平地
武生	20	10	23	17.7	32	平地
氷見	15	15	25	18.3	7	平地
長岡	19	22	17	19.3	23	平地
柏崎	22	19	21	20.7	7	平地
魚津	24	20	20	21.3	48	平地
新津	23	23	22	22.7	3	平地
泊	26	24	19	23.0	13	平地
小浜	21	25	24	23.3	10	平地
珠洲	25	26	26	25.7	4	平地
七尾	27	27	27	27.0	14	平地

平地の区分を注意報・警報基準の区分とすることが妥当であると考えられる。

3.6 山雪と里雪の気候的出現傾向

3.5 項で1か月予報での山地と平地の区分を定めたが、実際に降雪量の階級にどれだけの差異があるのか検証してみる。第3.3表は、アメダスを山地と平地に区分して、1981～2000年寒候期の降雪量から月ごとの地域平均階級区分値を気象観測統計指針に準じて作成し、階級（「多い」・「平年並」・「少ない」）の不一致率を調べたものである。また、気象官署についても同一の統計期間で階級を作成し、アメダスの山地との不一致率を調べた。

第3.3表の平均値を見ると、平地と山地の気候的な降雪量の多寡は一致する場合が多いものの、気象官署平均とアメダス山地平均の不一致率は28.5%、アメダス平地平均とアメダス山地平均の不一致率は21.7%で、平地と山地とでは10年に2～3年不一致になる場合があることがわかる。12月と3月に階級不一致が存在するのは、気温が雨と雪の境目で、山地では雪、平地では雨となって降雪量の格差が発生するためである可能性が考えられる。この両月はアメダスに比べて気象官署の不一致率が高く、気象官署のほうがより海岸に近い地点が多く、雪ではなく雨で降ることが多いことを反映していると考えられる。また、1月と2月の階級不一致については、1月と2月は平地でも雪の降る日が多いことから、山雪と里雪の気候的卓越区分によるものである可能性がある。いずれが主因であるにせよ、従来の1か月予報では平地の降雪量を予報しているため、適中しても山地の降雪量とは異なる結果となる場合があり、平地に比べてはるかに降雪量が多い山地の社会生活に多大な影響を与えることから、1か月予報で山地の降雪量を予報する意義は十分にあることがわかる。

第3.3表 山地と平地の階級不一致率（%）

「気象官署」は気象官署平均と山地平均の、「アメダス」はアメダスの平地平均と山地平均の不一致率。

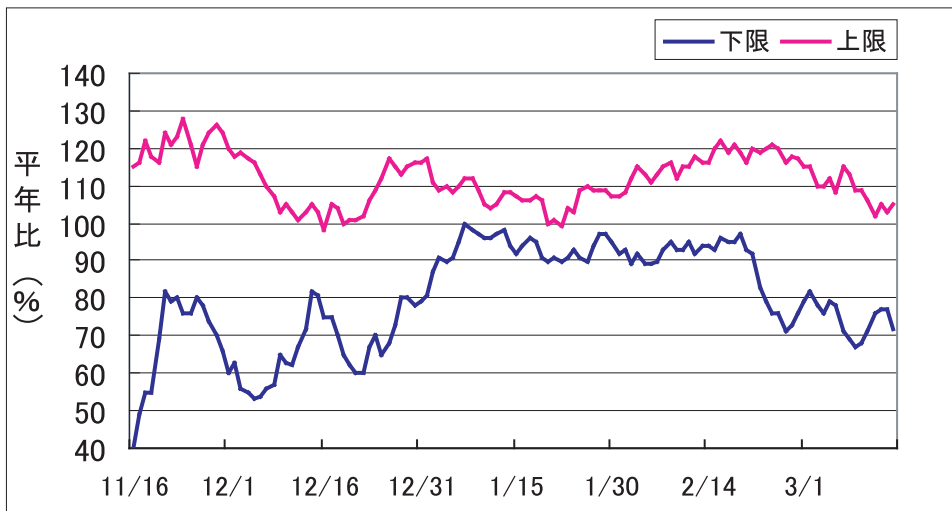
	12月	1月	2月	3月	平均
気象官署	26.3	21.1	22.2	44.4	28.5
アメダス	15.8	21.1	33.3	16.7	21.7

4. 平年値及び階級区分値の作成

1か月予報では、季節予報文作成要領細目に基づき予報文を作成しており、山地の降雪量ガイダンスの作成によって、これに準じた予報を提供できることを目標とした。抜粋すると、1か月予報では「1-1 (1) ①：～気象要素について予想される確率、及び概要を示す。」ことになっており、参考資料として「1-2 (2)：予報要素に関する各地域平均の階級区分値や管内官署の平年値等」の記述が定められている。したがって、予報対象期間での地点ごとの平年値及び山地の降雪量地域平均階級区分値を作成する必要がある。

本来であれば、予報対象期間は発表日の翌日から1か月間であるが、本庁から予報作業日に提供されるアンサンブルモデルのGPVは28日間（4週）平均の値であり、本庁作成のガイダンスも28日間平均の値を1か月間の値とみなしていることから、28日間の平年値及び山地の降雪量地域平均階級区分値を作成した。作成方法は「気象観測統計指針」に準じ、データはアメダスの観測開始（おおむね1981年寒候期）から2000年寒候期までのものを用いた。平年並の範囲のグラフを第4.1図に示す。

寒候期の初めと終わりは平年並の範囲が広く、中ごろは狭くなっている。これは、年ごとのばらつきが寒候期の初めと終わりは大きく、中ごろは小さいためである。下層温度場が雨と雪の境である時期にばらつきが大きく、おおむね雪で降る時期にばらつきが小さくなっている。特に1月後半を先頭とする28日間の降雪量は年ごとのばらつきが極端に小さく、平年並の範囲が狭くなっていることがわかる。この期間は、ガイダンス作成時の誤差や数値予報の誤差が大きく予報精度に影響してくると思われるため、ガイダンス作成時や予報作業時には注意が必要である。



第 4.1 図 山地の降雪量地域平均の年平均並の範囲

5. 予測のための重回帰式の作成

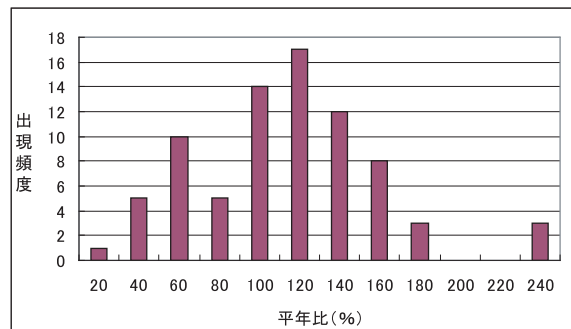
5.1 目的変数と説明変数

1 か月予報で予報するのは降雪量年平均比であり、重回帰式の目的変数は地域平均降雪量年平均比となる。

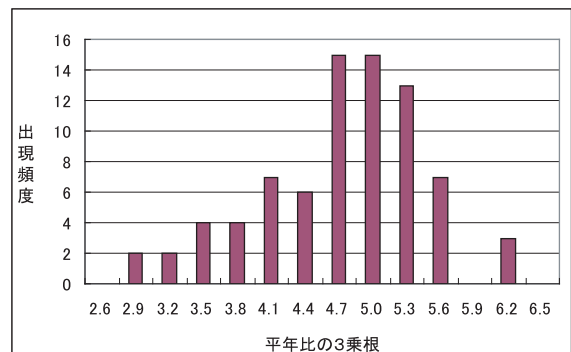
ここで、神野ほか (1998) によると、北陸地方の平地 (当時の有人官署) の地域平均降雪量年平均比の出現は、年平均比の三乗根をとると正規分布に近づくと言われている。偶然誤差の分布は正規分布になるといわれており (ガウスの誤差論)、目的変数の出現が正規分布に近いほど、予報精度の向上が期待できる。このため、山地の降雪量地域平均年平均比も三乗根をとる処理を試み、三乗根をとらない場合とどちらが正規分布に近いかを検討した。

データは、1981 ~ 2000 年寒候期の山地の月降雪量地域平均を用いた。年平均比の出現頻度を第 5.1 図に、年平均比の三乗根の出現頻度を第 5.2 図に示す。

第 5.1 図及び第 5.2 図は、どちらも単純に正規分布であるとは言いがたいが、比較すれば第 5.1 図の方が年平均比 100% 付近を境にして左右対称に近いことが見て取れる。このため、重回帰式の目的変数には三乗根をとらない地域平均降雪量年平均比を採用することとした。



第 5.1 図 山地の降雪量地域平均年平均比の出現頻度 (1981 ~ 2000 年寒候期)



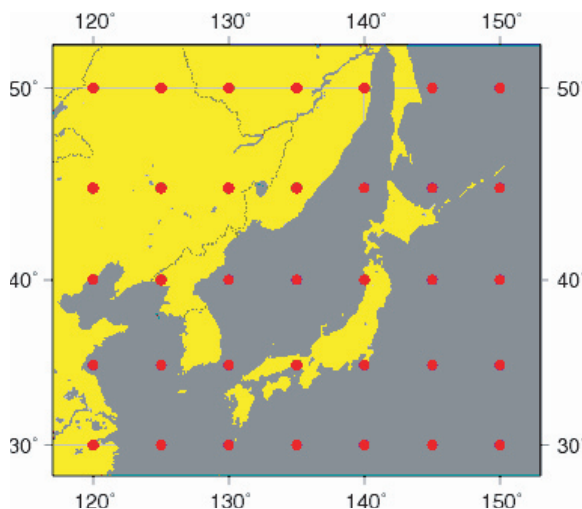
第 5.2 図 山地の降雪量地域平均年平均比三乗根の出現頻度 (1981 ~ 2000 年寒候期)

説明変数の要素は、現在の1か月予報作業で地方官署でも入手可能なアンサンブルメンバごとのGPVから、500hPa高度と850hPa気温を選択した。通常の予報作業では、500hPa高度は主に寒気の南下の程度を、850hPa気温は地上気温の高低や降水形態を検討する際に使用する。

説明変数の要素が少ないため、適切な重回帰式が作成できない可能性があるが、格子点を増やすことによって重回帰式に面的な広がりを持たせることができる。これは、人間が500hPa高度や850hPa気温の等値線を見ることにより、総観場の判断を行う過程を意識し、重回帰式の係数に同様の重みを取り込ませようとしたものである。ここでは、北緯30度から50度、東経120度から150度までの緯度経度5度間隔の格子35個を使用して(第5.3図)、変数を選択することとした。

5.2 作成手法と使用データ

1か月予報モデルの変更による影響を避けるため、説明変数と目的変数とともに実況値とするPPM(Perfect Prognosis Method)を採用した。重回帰式の作成には、説明変数を少しずつ変化させて最適な重回帰式を得るステップワイズ法を用いた。ステップワイズ法での説明変数の取捨選択の閾値となる回帰係数検定のためのF値は、2.5と



第5.3図 説明変数の格子点
地図はアメリカ地質調査所(USGS)による。

した。F値は任意性のある数字だが、2から3まで変化させて、変数の数が多くなりすぎず(4~5個程度を目安とした)、重相関係数が大きくなるように設定したものである。

使用したデータは、1983~2002年寒候期の20寒候期分のデータである。説明変数は、JRA-25長期再解析データ¹を用いた。緯度・経度1.25度間隔、6時間間隔(00・06・12・18UTC)のデータを、緯度・経度5度間隔、月平均にダウンスケールして使用した。目的変数は、アメダス観測による降雪量(積雪深差)月合計値から求めた平年比の北陸地方山地平均を用いた。

5.3 作成した重回帰式

12~3月の各月の重回帰式を作成した。月ごとに選択された要素を第5.1表に、重回帰式の重相関係数と二乗平均平方根誤差(RMSE)を第5.2表にそれぞれ示す。

厳冬期である1・2月は、要素の数が少なく、重相関係数は大きく、RMSEが小さくなっている。12・3月は、850hPaの気温が多く選択されており、雨雪の判別に係わっていると考えられる。また、両月のRMSEは1・2月に比べて大きい値となっている。

第5.1表 重回帰式に選択された要素

Zは500hPa高度・Tは850hPa気温・Nは北緯・Eは東経。

12月	1月	2月	3月
Z35N150E	Z40N140E	Z40N135E	Z50N135E
T40N130E	T35N145E		Z40N130E
T30N150E			T50N145E
			T35N135E
			T30N130E

第5.2表 重回帰式の重相関係数と二乗平均平方根誤差(RMSE)

	12月	1月	2月	3月
重相関	0.85	0.92	0.93	0.96
RMSE	28.7	11.9	4.5	14.7

¹ 気象庁及び電力中央研究所によるJRA-25長期再解析プロジェクトにより提供された、長期間にわたる全球気象の高精度の三次元客観解析データ。

5.4 予報対象期間への換算

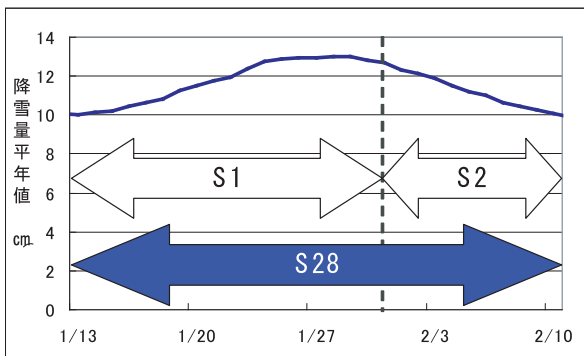
前項までで月ごとの重回帰式は作成できたが、1か月予報は毎週金曜日発表であり、予報対象期間は任意の28日間となる。このため、月単位の予想降雪量平年比から任意の28日間の値を算出する必要がある。本間ほか(2001)では、1か月予報用の降雪量ガイダンスで任意の28日間の平年比を算出する際に、平年値による重み付けを行っている。本調査でも、同様の手法を用いた。

例えば、2007年1月12日発表の1か月予報を考えると、1月13日から2月9日までの28日間平均の数値予報GPVから、1月と2月の重回帰式を用いてそれぞれの予想降雪量平年比(M1, M2)を算出する。1月13日から1月31日までの地域平均日降雪量平年値の合計をS1、2月1日から2月9日までの地域平均日降雪量平年値の合計をS2、両者の和をS28とすると、1月13日から2月9日までの予想降雪量平年比は、以下の式で求められる(第5.4図)。

$$\text{予想降雪量平年比} = \frac{M1 \times S1 + M2 \times S2}{S28} \quad (1)$$

ここで、1か月予報で降雪量を予報する期間は、11月15日から2月14日と定められているが、11月は年ごとの降雪量のばらつきが非常に大きく、降雪量の絶対値が小さいため、重回帰式は作成していない。このため、予報期間に11月を含む場合は、数値予報GPVに、予報期間と12月(2~29日の28日間)の平年値の差を加えた上で、12月の重回帰式を用いることとした。

このようにして、任意の28日間の数値予報GPVに対応する予想降雪量平年比を算出する。



第5.4図 予報対象期間への換算の模式図

6. 確率密度関数の作成

6.1 連続的な確率分布

現在の1か月予報では、その予測可能性から確率を用いた予報表現が不可欠であり、季節予報文作成要領細目では、「3.(1): 季節予報における確率とは、予報対象とする気象要素の統計値の地域平均平年差(比)が「低い(少ない)」「平年並」「高い(多い)」の各階級になる可能性の大きさ(百分率%)をいう。」と記述されている。この3階級の確率予報であれば、アンサンブルメンバごとに予想降雪量平年比を計算し、階級ごとに集計するだけで算出できる。

一方で確率予報は、コストロスモデル(Cost-Loss Model)などを用いて、利用者が天候リスクを管理できる点で有益だとされている。みずほ第一フィナンシャルテクノロジー社(2003)によれば、「天候リスク評価に特に有用だと考えられるのが、確率分布である。」と報告されている。これは、連続的な確率分布を提供することにより、さまざまな利用者の多種多様なコストロスモデルや損益分岐点に対応できるためである。今回は、更なる予測精度と利用者の利便性の向上を目指し、確率密度関数を用いて連続的な確率分布を作成することにした。

6.2 経験分布関数

確率密度関数には、正規分布などの統計的な関数が、おおむね当てはまるものとの仮定のもとに用いられることが多い。しかしながら、第5.1図でもわかるように、山地の降雪量平年比の出現を正規分布とするのは、いささか強引と思われる。また、統計的な関数は、母集団の平均や分散などで関数の形状が定まってしまう、アンサンブルメンバごとの予想降雪量の重みが省略されてしまう。このため、今回は経験分布関数を加工することにより、独自の確率密度関数を作成した。経験分布関数とは、例えば50メンバのアンサンブルモデルの予想降雪量平年比をそれぞれS1~S50とすると、S1からS50を値が小さい順に並べ替え、第6.1図のようにある任意の降雪量平年比以下の個数を階段状に並べた関数のことである。

これは、確率密度関数を積分した累積確率に近い

い分布となっており、アンサンブルメンバごとの予想降雪量平年比の出現を明確に表しているため、このままでも利用価値が高い。しかしながら、メンバ数が少ないと階段状の目が粗くなり、確率0の区間が存在するため、連続的な確率分布の利用を考えると、必ずしも利用者の要求にこたえられるものではない。

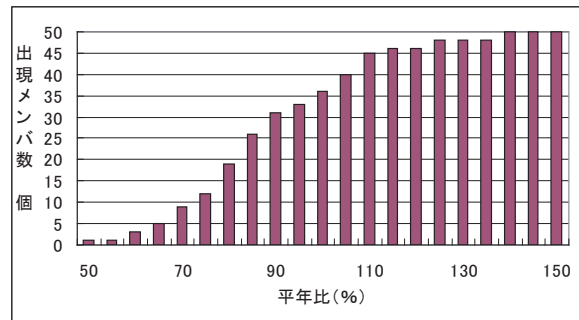
6.3 経験分布関数の加工

そこで、経験分布関数を微分し、確率密度関数を得ることを試みた。第6.2図は、アンサンブルメンバごとの予想降雪量平年比を数直線上に並べたものである。経験分布関数の微分として、ある任意の降雪量平年比の範囲（第6.2図では20%）に収まるメンバの個数をもって確率値とすることを考えてみたが、やはりメンバ数が少ないと確率値の変動が荒くなり、確率0の区間も存在するという欠点が依然として残る。

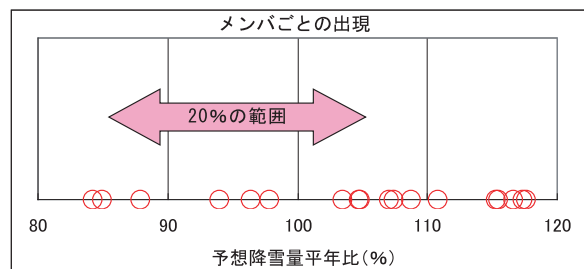
第6.3図も同様にアンサンブルメンバごとの予想降雪量平年比を並べたものである。例えば、降雪量平年比90%の確率値を考える場合、直近のメンバとの距離（第6.3図では3メンバでD1・D2・D3）に反比例させることを考えてみた。その結果、前述された欠点は解消し、反比例の係数あるいは関数を適切に設定すれば、滑らかな分布関数が得られることがわかる。今回は、メンバごとの予想降雪量平年比を S_m （メンバ数50の場合、 $m=1 \sim 50$ ）、ある任意の降雪量平年比 SR の出現確率を P とし、「すべての P はすべての S_m から算出できる。」「 P は SR とすべての S_m との相対的な位置関係に依存する。」「負の値の S_m にも正の値の S_m と同様の重みがある。」という3つの仮定から以下の関係式を用いることにした。

$$P \propto \frac{1}{\sum_{m=1}^{50} (|SR - S_m|)^Z} \quad (2)$$

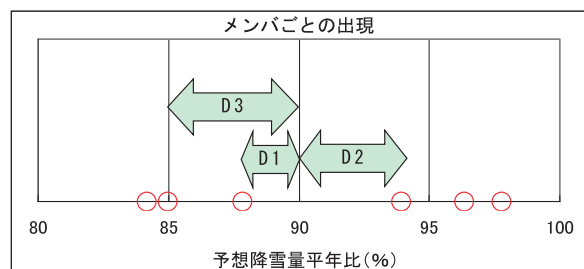
すべての S_m から確率値を算出することにしたのは、反比例を用いていることから、各メンバとの距離が0になると発散するという問題があるためである。例えば、 SR 直近の3メンバで算出するとき、「メンバごとの予想降雪量平年比はランダムで、76～125%の間で1%刻みの値となる。」



第6.1図 経験分布関数の例



第6.2図 メンバ数を基準とした加工例
赤丸はメンバごとの予想降雪量平年比。



第6.3図 メンバ間の距離を基準とした加工例
赤丸はメンバごとの予想降雪量平年比。

ことを仮定すると約0.23%の確率で発散し、これは実際の1か月予報作業で起こりうる。しかしながら、50メンバすべてを使用すると、その確率は 0.99×10^{-25} % と天文学的な確率になり、発散を避けることができる。

また、上記の数式では、メンバごとに Z でのべき乗が施されたものの総和に反比例する値を確率値としている。 Z は任意となっており、これは「平年値や過去事例から適切な Z を算出し用いるため。」、あるいは「予報作業担当者が客観的な判断により Z を修正するため。」である。

7. 精度検証

7.1 階級予報の検証

作成したガイダンスについて、2006～2007年寒候期の2寒候期分（26事例）の数値予報を用いて検証を行った。アンサンブル予報のメンバ数は、2006年寒候期は26、2007年寒候期は50である。ここで、ガイダンスの任意の係数Zについて、今回の検証期間では、Zを1.5・2.0・2.5で検証したが、検証結果に大きな差異はなかったため、以下Zは2.0で固定した。検証事例数が多くなれば、より精度が高くなるZを選択することも可能になると考えられる。

まず、最大確率の階級により「少ない」・「平年並」・「多い」の3階級の階級予報と見なした場合の検証を行った。適中率・改善率・スキルスコア・2階級外し率を第7.1表に示す。適中率、改善率及びスキルスコアは値が大きいほど精度がよく、2階級外し率は値が小さいほど精度がよい。一般的な1か月予報の精度と比較するため、第7.1表には、気候情報課により公開されている、1か月平均気温（北陸地方）の発表予報の精度を併せて示す。

降雪量ガイダンスの精度は、2階級外し率を除けば、1か月平均気温の精度を大きく上回っている。2階級外し率の精度が悪いのは、検証期間中の山地降雪量の実況の「平年並」の階級が26回中1回と少なかったこと、1か月平均気温の発表予報では「低い」や「高い」に偏った予報を発表する回数が少ないことが影響していると考えられる。

第7.1表 階級予報の検証結果

検証期間は山地降雪量が2006～2007寒候期年（26事例）、平均気温が2005年6月1日～2007年5月31日（52事例）。

	山地降雪量	平均気温
適中率	0.69	0.54
改善率	1.08	0.62
スキルスコア	0.54	0.31
2階級外し率	0.15	0.01

7.2 確率予報の検証

次に、確率予報の検証を行った。ガイダンスが出力した「少ない」・「平年並」・「多い」の各階級の確率値について、一の位を四捨五入して各階級の値とし、3階級分を併せて計算した。

まず、BS（ブライアスコア）・BSスキル・RPS（Ranked Probability Score）・RPSスキルを第7.2表に示す。BSとRPSはいずれも最小0、最大1の値をとり、BSは小さいほど、RPSは大きいほど精度がよい。また、BSスキル、RPSスキルはともに、大きいほど精度がよい。第7.1表と同様に、1か月平均気温の発表予報の精度を併せて示す。

BS、RPSともに、スキルで比較すると降雪量ガイダンスの精度が1か月平均気温の精度を上回っており、1か月平均気温と比較してそんな精度となっているといえる。

次に、信頼度曲線を第7.1図に示す。信頼度曲線とは、横軸に予測確率をとり、縦軸にその確率で予測した場合の現象の出現率（予測の適中率）を順次プロットし、線で結んだものである。各点が傾き45度の対角線上に乗っていれば、その確率値に対する予測は実測との偏りがなく、信頼できることになる。また、信頼度曲線には、各確率の予測頻度を併せて描いている（棒グラフ）。

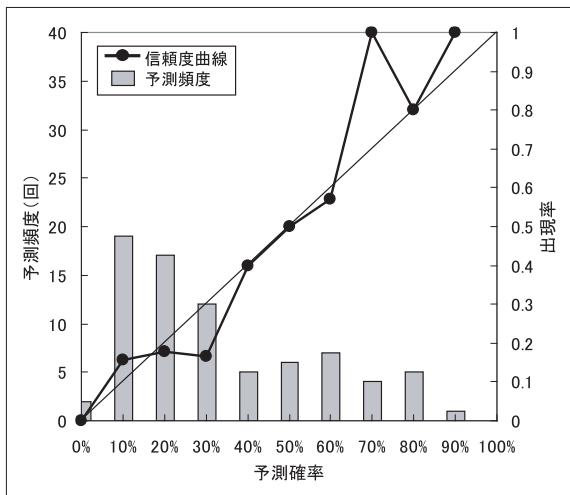
信頼度曲線は右肩上がりのグラフになっており、おおむね傾き45度の対角線上に乗っている。このことから、各予測確率に対する出現率はおおむね適切であると考えられる。

以上のように、階級予報、確率予報ともに一般的な1か月予報と比較してそんな精度を有していることが確認できた。ただし、検証期間が2寒候期分と少ないことから、今後、事例の蓄積が必要である。

第7.2表 確率予報の検証結果

検証期間は山地降雪量が2006～2007寒候期年（26事例）、平均気温が2005年6月1日～2007年5月31日（52事例）。

	山地降雪量	平均気温
BS	0.23	0.27
BSスキル	0.30	0.17
RPS	0.81	0.84
RPSスキル	0.30	0.21



第 7.1 図 信頼度曲線と予測頻度

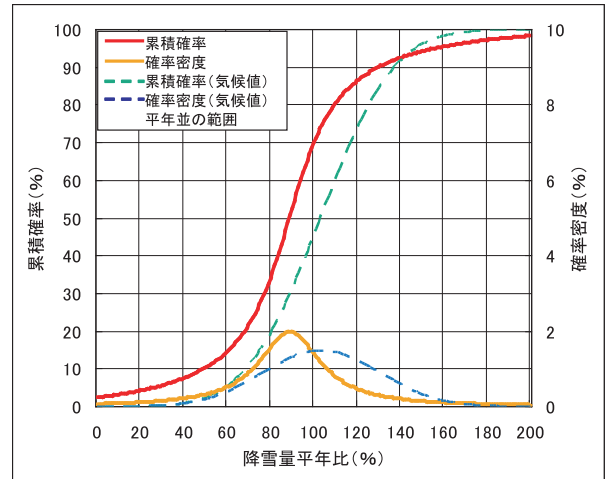
8. 部外発表の形式

確率予報の適切な利用の観点からは、連続的な確率分布を部外に提供することが望ましい。また一方で、確率予報になじみのない利用者に対する配慮も必要であると考えられる。そこで、両方のニーズに対応するために、図形式と文章形式の二つの形式による発表を考えた。

図形式では、確率密度とそれを0%から足し合わせた累積確率を図に表すこととした。また、平年並の範囲と、平年並の範囲から正規分布を仮定して推定した気候的な確率密度と累積確率も併せて表示する。

図形式の表示例を第 8.1 図に示す。このグラフにより、利用者は任意の降雪量平年比を上回る確率及び下回る確率を知ることができる。例えば、降雪量が平年の 80%を下回る確率を知りたいときは、横軸の降雪量平年比が 80%の時の累積確率（赤の線）の値を読み取る。第 8.1 図の場合、値は約 30%で、平年比 80%を下回る確率が約 30%、逆に上回る確率は約 70%であるということになる。

より一般的な利用を想定した文章形式では、「少ない」・「平年並」・「多い」の 3 階級のうち、出現する可能性が最も高い階級とその確率を記すこととした。記述例としては、「向こう 1 か月の山地の降雪量は、平年より少ない確率が最も高く、確率 60%程度と予想される。」となる。



第 8.1 図 図形式の表示例

9. おわりに

北陸地方の山沿い・山間部に暮らす人々の降雪量予報に対するニーズにこたえるべく、1 か月予報における山地の降雪量ガイダンスを作成してきた。新潟地方気象台では、このガイダンスを基に、2008 年寒候期から、1 か月予報の解説資料で山地の降雪量予想の部外発表を実施している。

地方官署でのガイダンスの開発は、人材やデータ整備などの点で困難な部分も多い。しかしながら、現地に暮らし、日々予報や解説を行っている立場からのニーズやアイデアを直接反映させられるという利点もある。また、今回の開発において、気候情報課から、データ提供や技術支援など多大なるご協力をいただいた。本庁や管区からの支援を受けることで、地方でも、有効なガイダンスの作成が可能であると考えられる。

今回の開発では、連続的な確率分布の提供といった新しいことにも挑戦している。今後も継続的な開発を行うことにより精度を向上させ、利用者にとってより利便性の高い予報を作成していきたいと考える。

参 考 文 献

- 本間清史・小原公克 (2001) : 500hPa 高度でみる平地・山沿いの降雪量, 気象庁研究時報 52 巻別冊, 104-105.
- 神野正樹・渡辺典昭 (1998) : 降雪量ガイダンス, 平成 10 年度季節予報研修テキスト, 39-53.
- みずほ第一フィナンシャルテクノロジー社 (2003) : 天候リスクマネジメントへのアンサンブル予報の活用に関する調査報告書.
- 小原公克 (2006) : アメダスによる「山雪」と「里雪」の気候的な卓越区分, 平成 17 年度全国季節予報技術検討会資料 (新潟), 78-83.