日本上空における対流圏界面高度の気候学

中川清隆*渡来靖**平田英隆***

キーワード:対流圏、成層圏、対流圏界面高度、二重対流圏界面、気温減率、気候学

I. はじめに

気球による気圧と気温の鉛直観測結果に基づいて地 球大気層が最下層と上層では異なると認識して対流圏 troposphereと成層圏stratosphereの区分を提唱したのは de Bort (1902) であり,成層圏の存在は同年にAssmann (1902) によって追認された(松野 1982).成層圏,対 流圏の命名はde Bort (1902) であるが,対流圏界面 tropopauseという用語の初見は U. K. Meteorological Office (1918) とされている(Gettelman et al. 2011). そ の後,成層圏界面stratopauseや中間圏界面mesopause も発見されたが,邦語では単に圏界面と言う場合は対 流圏界面を指すのが一般的であるため,本稿は,以後, tropopauseを圏界面と記す.

成層圏の鉛直気温分布を最初に詳細に検討した Emden (1913) は,放射平衡にある場合,大気層の光 学的厚さにかかわらず大気層上端は1つの温度,いわゆ る表皮温度212Kに収束して成層圏温度が形成され,大 気層下部は著しい不安定成層となるため激しい対流が 発生して放射平衡温度鉛直分布が放射-対流平衡温度鉛 直分布に変換され対流圏が形成されると考えた(高橋 1969;会田 1982).

緯度帯別の圏界面高度の季節変化をまとめた新田 (1980)によると、圏界面高度が低くなる中高緯度上空 において成層圏の等温傾向が顕著である。総じていえば、 低緯度圏界面付近では夏冬ともにほぼ-80℃を保ってお り、気温の鉛直プロファイルもほぼ一定なのに対して、 中高緯度の気温場の季節変化は著しい。

Peixoto and Oort (1992) によると、気温の鉛直構 造への大陸や海洋の影響は高度と共に減少し対流圏中 層 (500mb) では等温線は緯線に沿ってほぼ一様である。 圏界面高度は極域で10kmであり、赤道域で17kmである。

American Meteorological Society (2012) は、下層か

ら上層への安定度の鉛直変化率が変化する境界線として 圏界面を定義した上で,以下のように指摘している. 圏 界面高度は熱帯域における15~20kmから極域における 10kmまで変動する.冬季の極域では,鉛直気温減率が 突然変化する高度が出現しないために,圏界面を決定す ることが困難ないしは不可能になることがある.

圏界面高度の気候学的特徴を最初にまとめたのは、 Bjerknes (1935) やHess (1948), Flohn and Penndorf (1950) である.標準的温帯低気圧モデル (Bjerknes and Solberg 1922)の提唱者Bjerknes (1935) は、ベル ギー・イクルにおいて1930年12月30日07時~1931年1月 1日03時に観測した38プロファイルに基づいて低気圧の 断面を解析した。地上気圧は高気圧通過時に最大を示し たのち漸減し低気圧通過時に最小を示した. 高気圧中 心近傍では圏界面までゾンデは飛揚しなかったが、低 気圧域では圏界面高度は低下するとともに波打っており, 低気圧の温暖前面上空において急上昇した. Bjerknes (1935) はこの現象を圏界面波 tropopause wave と命名 した. Hess (1948) は、西経80°に沿う赤道 (2°S) ~ 北緯73°Nの1942~1945年の03UTCにおける冬季と夏季 の4年平均南北鉛直断面解析を行った. 日々の解析結果 を平均化した図において、圏界面は熱帯から極域まで連 続ではなく、熱帯圏界面と極域圏界面に二分され、その 間にジェット気流が位置することが解明された。熱帯圏 界面は冬季に高く、夏季には冬季に比べて約2.000m低 い. 極域圏界面は冬季に低く夏季に高い. ジェット気 流は水平温度勾配が最大で極域圏界面上の等温位面勾 配が最大の所に存在しており、この位置は熱帯圏界面と 極域圏界面が重なる場所,いわゆる二重圏界面に一致す ることを見出した. Flohn and Penndorf (1950) はこの 時点までの圏界面研究をレビューした. 近年は衛星観測 により圏界面諸量の全球分布が解析されている(例えば、 Kishore et al. 2006).

^{*} 立正大学名誉教授/上越教育大学名誉教授

^{**} 立正大学地球環境科学部環境システム学科

^{***}立正大学データサイエンス学部データサイエンス学科

圏界面の垂れ下がりないしは折れ込みtropopause fold 部分の気塊は成層圏起源である、との斬新なアイデアを 提案したのはReed (1955) であるが、Shapiro (1980) 以降、圏界面の垂れ下がりは個々の寒冷前線の後面 に認められるという認識が定着し(中村・高薮 1997)、 Elbern et al. (1998) やAkritidis et al. (2021) により 圏界面の垂れ下がりの気候学が記載された. 静的安定度 の高い成層圏起源の気塊(等温位線が込み合った領域) が、上空西へ傾いている寒冷前面に沿って対流圏中層ま で侵入していることが明らかになっている. Bjerknes and Solberg (1922) モデルでは閉塞低気圧はもはやこ れ以上発達しないとされているが、Shapiro (1980) モ デルでは閉塞低気圧の状態から爆弾低気圧になる事例が よく知られている (中村・高薮 1997).

圏界面の命名から100年を経るが,顕著な現象の事例 解析を除くと,日本ではルーチンゾンデ観測に基づく圏 界面高度の詳細な気候学は未だまとめられていない.本稿 は,最近31年間(1988年元旦~2018年大晦日)の日本の14 高層気象官署における高層気象観測結果に基づいて,日本 上空の圏界面高度の気候学をまとめることを目的とする.

Ⅱ. 高層気象資料の収集方法とそれを用いた圏界面 高度の決定方法

現在,3通りの圏界面の定義が用いられている:①熱 学的定義,②力学的定義,および③化学的定義である. ①熱学的圏界面は,deBort(1902)の成層圏発見を踏 襲した定義であり,Ashford(1957)のWMO定義に準 じたものが世界中に普及している.これは1地点毎のゾ ンデデータに適用できる.

気象庁は『500hPa面以上の高さで、ある面とそれよ り上2km以内の面間の平均気温減率がすべて2.0℃/km を超えない面を「第1圈界面」とする.「第1圈界面」 の上のある面とその面より上1km以内の面との間の平 均気温減率がすべて3.0℃/kmを超える層がある場合こ の層またはそれより高い層で「第1圈界面」と同様の 基準により求められた面を「第2圈界面」と同様の ような面が「第2圏界面」より高いところにいくつかあ る場合は、高度の低い方から「第3圏界面」、「第4圏界 面」、…とする.』とする業務マニュアル(https://www. data.jma.go.jp/obd/stats/data/mdrr/man/data_u.html) に従って圏界面の同定を行っている.

上記の気象庁定義は、基本的にはAshford (1957) のWMO定義に準じているが、Ashford (1957) には

「500hPa面以上の高さ」云々という記載はない.気象庁 HP「過去の気象データ検索(高層)」の全データが有効 な場合には1988年1月1日09時~2019年1月1日09時の データ総数は22,647となる。同データには識別符が付さ れており、「第1圏界面」「第2圏界面」が明示されてい る. 当該時刻のデータファイルが存在しない場合や当該 時刻のデータファイルは存在するが空白だったり地上 データのみだったりする場合には「欠測」と判断した. 逆に、当該時刻のデータファイルは存在するが「圏界 面」と記載された識別符が存在しない場合には「圏界面 無し」と判断して、データ収集はしなかった。地上デー タから最初に出てくる「圏界面」を第1圏界面とし、そ の次に「圏界面」が出てきた場合にはそれを第2圏界面 とした.総ての観測プロファイルにおいて地上~第1圏 界面の全データに基づく高度から気温への回帰直線を求 めその勾配として対流圏気温減率の値を求めた.

気象庁HP「過去の気象データ検索(高層)」のURL https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/upper/view/ daily_uth.phpにクエリ文字列としてWMOコードおよ び年月日と時間を付して気象庁サーバーに送付するこ とにより,任意の地点のゾンデ気温・相対湿度観測結 果を取得できる。例えば、WMOコードが47646の館野 高層気象台における1988年1月1日09時(00UTC)の 気温・湿度の観測データは,https://www.data.jma. go.jp/obd/stats/etrn/upper/view/daily_uth.phpの後 ろに,クエリ文字列?year=1988&month=1&day=1 &hour=9&atm=&point=47646&view=を付して気象庁 サーバーに送付することにより気象庁から入手できる。

気象庁サーバーから、『表示できるデータがありませ ん.ブラウザの「戻る」ボタンをクリックして下さい.』 との文字列が返送されて来た場合には、当該日時のデー タファイルが存在しないことが分かるので「欠測」と判 断する.気象庁サーバーからファイルは返送されてきた がその中に見出し行以外にはデータが1つも記載されて いない場合は、「圏界面データ無しA 欠測」と判断す る.見出し行の次にデータが1行のみ(地上の観測値だ け)の場合は、「圏界面データ無しB 1個だけ 欠測」 と判断する.データは複数存在するものの、圏界面の識 別符が存在しない場合は、「圏界面データ無しC デー タ2個以上」と判断する.

返送されたファイルをディコードしながら地上から上 空に向かって、気圧、高度、気温、相対湿度、識別符を 読み取り、最初に出てくる「圏界面」の識別符をもつ行 のデータを第1圏界面データとし、次に出てくる圏界面 データを第2圏界面データとした.

https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/upper/ view/daily_uwd.phpに上記のhttps://www.data.jma. go.jp/obd/stats/etrn/upper/view/daily_uth.phpと同じ クエリ文字列を付けて気象庁サーバーから風の観測デー タを呼び出し、識別符「極大風速面」が付いている行の 気圧、ジオポテンシャル高度、風速、風向を記録した.

Ⅲ. 日本における第1圏界面高度および対流圏気温 減率の気候学的平均値

日本における現在の高層気象観測の原型となるラジオ ゾンデ観測は、千葉県我孫子市布佐において1938年から 開始され、その後高層気象台でも1944年からラジオゾン デ観測が開始されている(高層気象台 2021). ラジオゾ ンデ観測が開始されるまで国内の高層気象観測は高層気 象台によるもののみであったが、1963年以降高層気象観 測地点は急速に増加した. 1930~1940年代には年々観測 地点が増加しているが、設置・廃止が頻繁に行われてい る.現在の形の国内高層観測網が完成したのは1950年代 後半以降である(釜堀・古林 2015).

日本において気象庁の高層気象観測地点がほぼ確立し たのは、根室、八丈島、名瀬で自動追跡型方向探知機に よるレーウィンゾンデ観測が開始された1957年とされて いる(阿部 2015).2010年3月のGPSゾンデ観測の導入 に伴い、根室および米子の2地点の観測サイトは、それ ぞれ、釧路および松江に移動され、仙台および那覇は観 測中止となったため、現在も観測を継続していて長期の 観測結果を検索できる観測点は14地点である。

気象庁 HP「過去の気象データ検索(高層)」https://www.data.jma.go.jp/obd/ stats/etrn/upper/index.phpには南極・ 昭和基地を含む19地点における1988年元 日以降毎日09時と21時のゾンデ観測結果 (高度,気圧,気温,相対湿度)がアー カイブされている.このうち,日本にお いて現在も観測が継続されている14地点 (図1中●印)において,WMOコードと 年月日時間をクエリ文字列とすることに より,最近約30年間の観測結果を検索で きる.すなわち,①稚内,②札幌,③秋 田,④館野,⑤八丈島,⑥父島,⑦南鳥 島,⑧輪島,⑨潮岬,⑩福岡,⑪鹿児島, ⑫名瀬,⑬南大東島,⑭石垣島である.





全データが有効な場合には1988年1月1日09時~2019 年1月1日09時のデータ総数は22,647件となる.表1に 示す14地点中欠測データ数が最小なのは秋田で,31年間 で欠測データ数はわずか6件に過ぎなかった.稚内,館 野も欠測が少なく,欠測データ数は、それぞれ,7およ び10件に過ぎなかった.鹿児島,父島,輪島も欠測デー タ数は少なく,それぞれ,19,32および58件であった.

一方, 欠測データ数が最大だったのは福岡で863件, 次いで南大東島755件, 八丈島335件が大きな欠測データ 数であった.最大の福岡は1989年2月末日まで欠測で ファイルが存在しない事例が850件あり, それにファイ ルが存在しても空白および地上データだけの事例がそ れぞれ11および2件あった.第2位の南大東島は1988年 11月末日まで欠測でファイルが存在しない事例が670件 あり, それにファイルが存在しても空白および地上デー

表1 研究対象とする高層気象官署およびその観測データ数一覧

	No.	WMO コード	合限		官署の位置		左測	第1日	圈界面	第2日	如云来是	
			日右	北緯	東経	標高 (m)	人測	無し	有り	無し	有り	邓心安义
	1	47401	稚内	45° 24.9′	141° 40.7′	11.7	7	23	22,617	9,244	13,373	22,647
	2	47412	札幌	43° 03.6′	141° 19.7′	26.2	131	16	22,500	7,924	14,576	22,647
	3	47582	秋田	39° 43.1′	140° 06.0′	21.8	6	42	22,599	7,454	15,145	22,647
	4	47646	館野	36° 03.5′	140° 07.5′	27.4	10	26	22,611	9,613	12,998	22,647
	5	47678	八丈島	33° 07.3′	139° 46.7′	152.6	335	454	21,858	11,692	10,166	22,647
	6	47971	父島	27° 05.7′	$142^\circ11.1'$	8.3	32	754	21,861	18,199	3,662	22,647
	7	47991	南鳥島	$24^\circ17.4'$	153° 59.0′	8.7	119	789	21,739	19,465	2,274	22,647
	8	47600	輪島	37° 23.5′	136° 53.7′	6.7	58	202	22,387	8,778	13,609	22,647
	9	47778	潮岬	33° 27.1′	135° 45.7′	69.2	250	472	21,925	11,151	10,774	22,647
	10	47807	福岡	33° 35.0′	130° 23.0'	15.0	863	114	21,670	10,319	11,351	22,647
	11	47827	鹿児島	31° 33.3′	130° 32.9′	31.7	19	210	22,418	12,938	9,480	22,647
	12	47909	名瀬	28° 23.6′	129° 33.2′	294.5	288	1218	21,141	16,140	5,001	22,647
	13	47945	南大東島	25° 49.8′	131° 13.7′	20.6	755	1252	20,640	17,427	3,213	22,647
	14	47918	石垣島	24° 20.2'	124° 09.8′	14.8	252	1537	20,858	18,465	2,393	22,647

合岡		第1圈	早面高度		第2圈界	『面高度	対流圏気温減率			
日石	平均(m)	最高(m)	最低(m)	偏差(m)	平均(m)	出現率	平均(K/km)	偏差(K/km)		
稚内	10,445	20,475	4,992	2,374	17,358	0.5913	6.0907	0.5902		
札幌	10,920	18,215	4,937	2,628	16,813	0.6478	6.0756	0.5870		
秋田	11,714	20,011	5,051	2,904	16,195	0.6702	5.9967	0.5808		
館野	12,934	18,867	5,138	2,911	16,342	0.5749	5.9212	0.5216		
八丈島	13,991	19,191	5,238	2,862	16,935	0.4651	5.9581	0.5094		
父島	16,070	18,938	5,601	1,592	18,805	0.1675	6.1520	0.3460		
南鳥島	16,348	19,134	2,327	1,140	19,729	0.1046	6.3348	0.2345		
輪島	12,335	18,540	5,232	2,950	16,199	0.6079	5.9627	0.5540		
潮岬	13,809	19,325	5,267	2,908	16,725	0.4914	5.9070	0.5298		
福岡	13,744	18,970	5,379	2,940	16,904	0.5238	5.8299	0.5544		
鹿児島	14,587	19,387	5,471	2,777	17,456	0.4229	5.8457	0.5410		
名瀬	15,709	19,247	1,105	2,262	18,298	0.2365	5.9634	0.4567		
南大東島	16,349	19,104	5,656	1,462	20,326	0.1557	6.1454	0.3309		
石垣島	16,554	19,795	1,643	1,254	20,293	0.1147	6.1938	0.3017		

表2 第1 圏界面高度,第2 圏界面高度,第2 圏界面出現率,第1 圏界面高度変動率,対流圏気温減率の気候値

タだけの事例が80および5件あった.第3位の八丈島は 1988年4月末日まで欠測でファイルが存在しない事例が 242件あり、それにファイルが存在しても空白および地 上データだけの事例が76および17件あった.

潮岬,名瀬,石垣島では共に1988年3月末日まで欠測 でファイルが存在しない事例が182件あり,ファイルが 存在しても空白および地上だけの事例がそれぞれ64およ び4件,87および19件,61および9件存在する.南島島 ではファイルが存在しない事例は皆無であるが,ファイ ルが存在しても空白の事例が113件もあった.このうち, 2006年9月1日21時~30日21時まで連続59件空白ファイ ルとなっているのは、台風0612号が南島島付近を通過 し,暴風,高波および高潮により職員に危険が及ぶこと が予想されることから,9月1日13時頃を以て南島島気 象観測所全職員を一時島外避難させ,同観測所における 地上・高層等の諸観測が休止されたためである(気象庁 2006).

圏界面の識別符付データが存在しない事例は,石垣島 において最大で1,537件あった.次いで南大東島1,252件, 名瀬1,218件,南島島789件,父島754件,潮岬472件,八 丈島454件と続く.本邦南方海上の島嶼の地点で圏界面 が観測されない事例が多いのに対して,東日本北部の稚 内,札幌,秋田,館野では圏界面の識別符付データが存 在しない事例は,それぞれ,23,16,42,26件に過ぎな い.ただし,圏界面の識別符付データが存在しないとい うことは,成層圏が存在しないことを意味するものでは なく,あくまでも気象庁の業務マニュアルに適合する圏 界面は抽出されなかった,ということを意味する. 表2に、本稿が対象とする14高層気象官署 における第1圏界面高度、第2圏界面高度、 第2圏界面出現率、対流圏気温減率の1988~ 2018年31年間の気候学的平均値の一覧を示す。 第1圏界面高度は、平均値の他に、最大値、 最小値、および標準偏差も示してある.また、 対流圏気温減率の標準偏差も示してある.

図2は平均第1圏界面高度●と平均第2 圏界面高度●の緯度分布を示したものである. 第1圏界面高度の標準偏差●と第2圏界面高度 の出現率◆も示してある.第1圏界面●も第2 圏界面●も,低緯度で平均高度が高くて高緯 度ほど低い傾向にあることが明らかである.

平均第1圏界面高度●は概ね緯度の増加 とともに単調に減少しており、最北の稚内 が10.445mで最小であり、南方の石垣島が

16,554mで最大で、南大東島の16,349m、南鳥島の16,348 mがこれに次ぐ、日本標準大気が定めている第1 圏界面 高度11,000mは、秋田と札幌の間に位置することになる。

これに対して、平均第2圈界面高度●は、北緯40°以 南では、平均第1圈界面高度と同様に、概ね緯度の増加 とともに単調に減少しているが、北緯40°付近で反転し ており、それ以北では、緯度の増加とともに単調に増加 している、平均第2圈界面高度が最大なのは南大東島で 20,326mであり、最小なのは秋田で16,195mである、最 北の稚内の平均第2圈界面高度は17,358mであり、これ は鹿児島の17,456mに匹敵する高度である。

このため、第1圏界面高度●と第2圏界面高度●の差 に相当する二重圏界面間の層厚(後出の図5●と同じ) は、北緯30°付近で最小となり、それより低緯度では緯 度が低くなるほど厚くなり、高緯度では緯度が高くなる ほど4,000~7,000mと厚くなる傾向が存在する.



図2 第1圏界面と第2圏界面の平均高度の緯度分布



平均第1圈界面高度の水平分布を図3に示す.第1圏 界面の等高度線はほぼ東西に平行に分布する.南西諸島 および小笠原諸島,南島島上空で16,000mを超えており, 緯度が増すとともに漸減し,北海道では日本標準大気の 平均第1圏界面高度11,000mを下回る.

第2圏界面出現率の水平分布図を図4に示す.第2 圏界面は一様に出現するのではなく、本邦南方の海上 では10~20%と小さく、北緯40°以南の本州東北地方ま では緯度が増すにつれて増加し、北緯40°以北では減少 に転じている.第2図◆の緯度分布からも明らかなよう に、北緯28°以南では通年出現率は10~20%と極めて小 さく推移するものの、北緯31°で一気に40%を超え、北 緯33.5°では50%に達する.それ以北では、緯度の増加 とともに漸増して北緯40°付近で最大の67%に達した後 に反転し、北緯43°3.6′の札幌では64.8%、最北の稚内で は59%となる.つまり、日本では、北緯30°以南ではほ ぼ通年単一圏界面であるが、北緯35°以北では二重圏界 面が存在することの方が多い.



図4 第2圏界面出現率の水平分布

図5に平均対流圏気温減率●と二重圏界面間の層厚, 即ち,平均の第1圏界面高度と第2圏界面高度の差●, 第1圏界面高度標準偏差◆の緯度分布を示す.日本の平 均対流圏気温減率●は低緯度と高緯度で大きくて6.00K/ kmを上まわる一方,北緯31°~33°で小さくて5.90K/km を下回り,全国平均は6.03K/kmとなる.平均対流圏気温 減率●は平均の第1圏界面と第2圏界面高度差●と類似 の緯度依存性を示し,平均対流圏気温減率●は北緯31°~ 33°より低緯度では平均の第1圏界面と第2圏界面高度差 ●の減少とともに減少するが,北緯31°~33°より高緯度 では,平均の第1圏界面と第2圏界面高度差●の増大と ともに増加する傾向が明瞭である.

第1圏界面高度標準偏差◆は,平均対流圏気温減率● や平均の第1圏界面と第2圏界面高度差●とは逆の緯度 依存性を示し,南方海上の島嶼では1,100~1,600mの標 準偏差であるが,北緯30°~40°の緯度帯においては3,000 m程度の標準偏差を示す.



図5 対流圏気温減率と二重圏界面間の層厚および第1 圏界面高度標準偏差の緯度分布 図6に平均対流圏気温減率の水平分布を示す. 平均対



45



図7 稚内における第1圏界面高度●と第2圏界面高度 ●の年変化

流圏気温減率は、低緯度では概ね緯度の増加とともに単 調に減少しているが、北緯35°付近で反転し、それ以北 では、緯度の増加とともに単調に増加している。と同時 に、平均対流圏気温減率には正の経度依存性が認められ、 最南東端の南島島で最大の6.33K/kmを示し、北西方向 に漸減して、九州北端の福岡で最小の5.83K/kmを示す. いずれの地点においても長期間平均の対流圏気温減率は、 日本標準大気の気温減率6.5K/kmより小さい.

本節で示した数値は全て対象期間全データからの直接 統計によるため、対象とする事象の出現率に顕著な年変 化があると、その統計結果の解釈には問題が生じ得る.

Ⅳ. 日本における第1圏界面高度および第2圏界面 高度の年変化とその地域差

図7は、日本最北端の高層気象官署である稚内(45° 24.9'N 141°40.7'E)における1988~2018年の間の全て の第1圈界面高度●(22,617個)と第2圈界面高度● (13,373個)の観測結果をDOY(day of year)に対して プロットしたものである。第1圏界面高度●と第2圏界 面高度●のプロットが重なる場合には第1圏界面高度● の方が上書きされているので、第1圏界面高度●はすべ てプロットされているが、第2圏界面高度●はすべ てプロットされているが、第2圏界面高度●はま1圏界 面●と重なった場合には表示されていないことに注意す る必要がある。

第1 圏界面高度●は、寒候季は5,000~10,000mと低層 に出現するが、6~9月の暖候季には10,000mを上回る 高層に出現する明瞭な年変化を示すとともに、暖候季に は15,000mを中心とするより高層の高度にも出現すると いう2層構造を呈していることが読み取れ、DOY180~ 280の暖候季には両層にほぼ均等に出現している、第1



図8 札幌における第1圏界面高度●と第2圏界面高度 ●の年変化

圏界面高度●は約5,000mに下限を持つように見えるが, これは500hPa面より上という気象庁の業務マニュアル を反映している可能性がある.

第2圏界面●は常に出現する訳ではなく,稚内での年間出現頻度は59.1%である.第2圏界面●は,DOY180~280の暖候季にはほとんどプロットされていないように見えるが,これは第2圏界面高度●が15,000mを中心とする第1圏界面●と出現高度がほぼ重なっているため,上塗りされた第1圏界面●のプロットに隠されたためである. 寒候季には第1圏界面●低下に伴って第2圏界面高度●下限が低下するとともに上限高度も増加するため,第2圏界面出現高度●は10,000~30,000mの広範囲に拡散する.

後述する館野や輪島が典型例であるが、日本における 第1圏界面高度●の年変化はギリシャ文字の「 π 」字パ ターンを呈し「 π 」の天板部分が暖候季の高層の出現域 に相当し、左右の払いの部分が寒候季の低層の出現域に 相当しているように見える。稚内の場合、「 π 」字の天 板部分が短くなり消失寸前であるとともに、「 π 」字の 払いの部分の上端がつながり天板部分が極めて厚くなっ た、形の歪な「 π 」字パターンとなっている。

図8は、日本では稚内に次いで2番目に北に位置する 高層気象官署である札幌(43°3.6′N 141°19.7′E)におけ る1988~2018年の間の全ての第1圏界面高度●(22,500 個)と第2圏界面高度●(14,576個)の観測結果を DOYに対してプロットしたものである。稚内と同様に、 第1圏界面高度●は、寒候季は5,000~11,000mと低層に 出現するが、6~9月の暖候季には10,000mを上回る高 層に出現する明瞭な年変化を示すとともに、暖候季には 15,000mを中心とするより高層にも出現する2層構造を 呈している。暖候季の15,000mを中心とするより高層の



図9 秋田における第1圏界面高度●と第2圏界面高度 ●の年変化

第1圏界面●の出現頻度と期間は稚内より広がる一方, DOY210~240の期間の低層の第1圏界面●の出現頻度 は明瞭に低下している.

札幌での第2圏界面出現頻度は稚内より大きくて 64.8%である.第2圏界面高度●は、6~9月の暖候季 は15,000mを中心とするより高層の第1圏界面とほぼ出 現高度が重なるが、第1圏界面高度●が低下する寒候季 には出現高度が15,000~30,000mの層に広がる.

第1圏界面高度●の年変化の「 π 」字パターンは、稚 内の場合と同様に、形の歪な「 π 」字パターンとなって いるものの、「 π 」字の天板部分がやや長くなるととも に、「 π 」字の払いの部分の上端のつながりがやや弱く なっている.

図9は、本州では最北端に位置する高層気象官署であ る秋田(39°43.1′N 140°6.0′E)における1988~2018年の 間の全ての第1圏界面高度●(22,599個)と第2圏界面 高度 (15.145個)の観測結果をDOYに対してプロッ トしたものである. 稚内・札幌と同様に, 第1圏界面 高度●は、 寒候季は5.000~11.000mと低層に出現するが、 6~9月の暖候季には10.000mを上回る高層に出現する 明瞭な年変化を示すとともに、暖候季には15,000mを中 心とするより高層にも出現する2層構造を呈している. 暖候季の15.000mを中心とするより高層の第1圏界面● の出現頻度と期間は札幌よりさらに広がって低頻度なが ら寒候季でも出現する一方,DOY210~240の期間には 低層には第1圏界面はほぼ出現しなくなる。第1圏界面 高度の年変化は明瞭な「 π 」字パターンを呈し、「 π 」 の天板部分が暖候季の高層の出現域に相当し、左右の払 いの部分が寒候季の低層の出現域に相当する. 寒候季か ら暖候季への推移を表す左の払いの傾きがなだらかであ るのに対して、暖候季から寒候季への推移を表す右の払



図10 館野における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化

いの傾きが急である点も、低層の第1圏界面高度の年変 化の特徴をよく表している.

秋田での第2圏界面出現頻度は札幌よりさらに大き くて、日本最高となる67.0%である。第2圏界面高度は、 6~9月の暖候季には15,000mを中心とするより高層の 第1圏界面とほぼ出現高度が重なっているが、第1圏界 面高度が低下する寒候季には出現高度が11,000~30,000 mの層に広がる。

図10は、日本の高層気象観測網の要に位置する高層気 象官署である館野(36°3.5′N 140°7.5′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(22,611個)と第 2圏界面高度●(12,998個)の観測結果をDOYに対して プロットしたものである.稚内~秋田と同様に、第1 圏界面高度●は、寒候季は5,000~11,000mと低層に出 現するが、6~9月の暖候季には10,000mを上回る高層 に出現する明瞭な年変化を示すとともに、暖候季には 15,000mを中心とするより高層にも出現する2層構造を 呈している.暖候季の15,000mを中心とするより高層の 第1圏界面●の出現頻度と期間は秋田よりさらに広が り、寒候季の出現頻度もさらに増加する一方、7~9 月(DOY180~270)の期間には低層には第1圏界面は ほぼ出現しなくなる.

第1圏界面高度●の年変化は典型的な「π」字パター ンを呈し、「π」の天板部分が暖候季の高層の出現域に 相当し、左右の払いの部分が寒候季の低層の出現域に相 当するとともに、7~9月は、天板の下の左右の払いの 間に空白の空間が形成される。寒候季から暖候季への推 移を表す左の払いの傾きがなだらかであるのに対して、 暖候季から寒候季への推移を表す右の払いの傾きが急で ある点も、低層の第1圏界面高度●の年変化の特徴をよ く表している。



図11 八丈島における第1圏界面高度●と第2圏界面 高度●の年変化

館野での第2圏界面出現頻度は北方の稚内・札幌・秋 田より低い57.0%である。第2圏界面高度は、6~9月 の暖候季は、15,000mを中心とするより高層の第1圏界 面とほぼ出現高度が重なり、第1圏界面高度が低下する 寒候季になっても、出現高度は20,000m以下の層が中心 となっている。

図11は、東経140°線沿いでは日本で5番目に北に位置 する高層気象官署である八丈島(33°7.3'N 139°46.7'E) における1988~2018年の間の全ての第1圏界面高度 (21.858個)と第2圏界面高度●(10,166個)の観測結 果をDOYに対してプロットしたものである。 稚内~館 野と同様に、第1圏界面高度●は、寒候季には5,000~ 11.000mと低層に出現するが、暖候季には10.000mを上 回る高層に出現する明瞭な年変化を示すとともに、暖候 季には15.000mを中心とするより高層にも出現する2層 構造を呈している.15,000mを中心とするより高層の第 1 圏界面●の出現頻度は館野よりさらに増加して一年中 出現する一方。DOY180~300の期間には低層には第1 圏界面はほぼ出現しなくなる。第1圏界面高度●の年変 化は明瞭な $[\pi]$ 字パターンを呈し、高層の出現域に相 当する「π」の天板部分がDOY1~365全域に広がると ともに、 左右の払いの部分が寒候季の低層の出現域に相 当する. 寒候季から暖候季への推移を表す左の払いの傾 きがなだらかであるのに対して、暖候季から寒候季への 推移を表す右の払いがやや不明瞭となり,低層の第1圏 界面高度●の年変化の特徴をよく表している.

八丈島での第2圏界面出現頻度は館野よりさらに小さ い46.5%である.第2圏界面高度は、6~9月の暖候季 は、15,000mを中心とするより高層の第1圏界面とほぼ 出現高度が重なり、第1圏界面高度が低下する寒候季に なっても、出現高度は20,000m以下の層が中心となって



図12 父島における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化

いる.

図12は、東経140°線沿いでは日本で最南端の高層気象 官署である父島(27°5.7′N 142°11.1′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(21,861個)と第 2圏界面高度●(3,662個)の観測結果をDOYに対して プロットしたものである.父島でも第1圏界面高度●に 2層構造の痕跡を認めることは出来るものの、稚内~ 八丈島とは異なり、5,000~11,000mの低層には1~3月 を中心に低頻度で出現するだけでDOY130~365の期間 には低層には第1圏界面はほぼ出現せず、第1圏界面 高度の多くはほぼ年中15,000m付近に集中して出現する. 従って、父島における第1圏界面高度●の年変化は、高 層の出現域に相当する「 π 」字の天板部分のみは明瞭で あるが、左の払いの部分はほぼ消失してしまい、もはや 明瞭な「 π 」字パターンとは言い難い.

父島での第2圏界面出現頻度は八丈島よりさらに小さい16.8%である。第2圏界面高度は、暖候季には15,000mを中心とするより高層の第1圏界面とほぼ出現高度が 重なり、第1圏界面高度が低下する寒候季になっても、 第2圏界面出現高度は20,000m以下の層が中心となっている。

図13は、東経140°線ではなく150°線沿いであるが、日本最南端の高層気象官署である南鳥島(24°17.4′N 153°59.0′E)における1988~2018年の間の全ての第1圏界面高度●(21,739個)と第2圏界面高度●(2,274個)の観測結果をDOYに対してプロットしたものである。南鳥島における第1圏界面高度●の年変化は、父島における第1圏界面高度●の年変化の特徴を更に徹底した形態となっている。1~3月における5,000~11,000mの低層の第1圏界面高度●の出現頻度は父島より更に減少し、



図13 南鳥島における第1圏界面高度●と第2圏界面 高度●の年変化

DOY130~365の期間の低層における第1圏界面はほぼ 完全に消失して,第1圏界面高度はほぼ年中15,000m付 近に集中して出現する.さらに,暖候季の方が寒候季に 比べて第1圏界面高度が下降するような年変化を示す. 従って,父島と同様に,南鳥島における第1圏界面高度 ●の年変化は,高層の出現域に相当する「 π 」字の天板 部分のみは明瞭であり,左の払いの部分はかすかに痕跡 をとどめているが,右の払いはもはや存在しない,完全 に壊れた「 π 」字パターンとなっている.2010年3月31 日21時に600hPa面より低い2,327mの最低第1圏界面高 度を記録している.

南鳥島での第2圏界面出現頻度は父島よりさらに小さ くて、日本最小の10.5%である。第2圏界面高度は、6 月~9月の暖候季は、15,000mを中心とするより高層の 第1圏界面とほぼ出現高度が重なり、第1圏界面高度が 低下する寒候季になっても、出現高度は20,000m以下の 層が中心となっている。

図14は、東経135°線沿いでは日本最北端の高層気象 官署である輪島(37°23.5′N 136°53.7′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(22,387個)と第 2圏界面高度●(13,609個)の観測結果をDOYに対し てプロットしたものである.輪島における第1圏界面 高度●の年変化は館野に類似しており、第1圏界面高 度●は、寒候季には5,000~11,000mと低層に出現する が、暖候季には10,000mを上回る高層に出現する明瞭な 年変化を示すとともに15,000mを中心とするより高層に も出現する2層構造を呈している.暖候季の15,000mを 中心とするより高層の第1圏界面●の出現期間は秋田 よりさらに広がって低頻度ながら寒候季でも出現する一 方、DOY180~270の期間には低層には第1圏界面はほ ぼ出現しなくなる.第1圏界面高度●の年変化は明瞭な



図14 輪島における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化

「π」字パターンを呈し、「π」の天板部分が暖候季の高 層の出現域に相当し、左右の払いの部分が寒候季の低層 の出現域に相当する。寒候季から暖候季への推移を表す 左の払いの傾きがなだらかであるのに対して、暖候季か ら寒候季への推移を表す右の払いはほぼ存在せず、低層 の第1圏界面高度の年変化の特徴をよく表している。

輪島での第2圏界面出現頻度は稚内と館野の間の 60.8%である.第2圏界面高度は、暖候季には15,000m を中心とするより高層の第1圏界面とほぼ出現高度が重 なり、第1圏界面高度が低下する寒候季になっても出現 高度は20,000m以下の層が中心となっている.

図15は、東経135°線沿いでは日本最南端の高層気象官 署である潮岬(33°27.1′N 135°45.7′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(21,925個)と第 2圏界面高度●(10,774個)の観測結果をDOYに対し てプロットしたものである、潮岬における第1圏界面高 度●の年変化は八丈島に類似しており、第1圏界面高度 ●は、寒候季は5,000~11,000mと低層に出現するが、暖



図15 潮岬における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化



図16 福岡における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化

候季には10,000mを上回る高層に出現する明瞭な年変化 を示すとともに15,000mを中心とするより高層にも出現 する2層構造を呈している. 暖候季の15,000mを中心と するより高層の第1圏界面●の出現期間は輪島や館野よ りさらに広がってほぼ通年出現する一方, DOY180~270 の期間には低層には第1圏界面●はほぼ出現しなくなる. 第1圏界面高度●の年変化は明瞭な「π」字パターンを 呈し,「π」の天板部分が暖候季の高層の出現域に相当 し, 左右の払いの部分が寒候季の低層の出現域に相当 る. 寒候季から暖候季への推移を表す左の払いの傾きが なだらかであるのに対して, 暖候季から寒候季への推移 を表す右の払いはほぼ存在せず, 低層の第1圏界面高度 ●の年変化の特徴をよく表している.

潮岬での第2圏界面出現頻度は八丈島に近い49.1%で ある.第2圏界面高度は、6~9月の暖候季は15,000m を中心とするより高層の第1圏界面とほぼ出現高度が重 なり、第1圏界面高度が低下する寒候季になっても出現 高度は20,000m以下の層が中心となっている.

図16は、東経130°線沿いでは日本最北端の高層気象官 署である福岡(33°35.0′N 130°23.0′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(21,670個)と第 2圏界面高度●(11,351個)の観測結果をDOYに対し てプロットしたものである.福岡における第1圏界面高 度●の年変化は潮岬に類似しており、第1圏界面高度● は、寒候季は5,000~11,000mと低層に出現するが、暖候 季には10,000mを上回る高層に出現する明瞭な年変化を 示すとともに15,000mを中心とするより高層にも出現す る2層構造を呈している.暖候季の15,000mを中心とす るより高層の第1圏界面●の出現期間は潮岬と同様にほ ぼ通年出現する一方、DOY180~270の期間には低層に は第1圏界面はほぼ出現しなくなる.第1圏界面高度●



図17 鹿児島における第1圏界面高度●と第2圏界面 高度●の年変化

の年変化は明瞭な「π」字パターンを呈し、「π」の天 板部分が暖候季の高層の出現域に相当し、左右の払いの 部分が寒候季の低層の出現域に相当する。寒候季から暖 候季への推移を表す左の払いの傾きがなだらかであるの に対して、暖候季から寒候季への推移を表す右の払いは ほぼ存在せず、低層の第1圏界面高度●の年変化の特徴 をよく表している。

福岡での第2圏界面出現頻度は輪島より小さい52.4% である。第2圏界面高度は、暖候季には15,000mを中心 とするより高層の第1圏界面とほぼ出現高度が重なり、 第1圏界面高度が低下する寒候季になっても出現高度は 20,000m以下の層が中心となっている。

図17は、東経130°線沿いでは北から2番目の高層気 象官署である鹿児島(31°33.3′N 130°32.9′E)における 1988~2018年の間の全ての第1圏界面高度●(22.418個) と第2圏界面高度(9.480個)の観測結果をDOYに対 してプロットしたものである. 稚内~福岡と同様. 第 1 圏界面高度●は、寒候季は5.000~11.000mと低層に出 現するが. 6~9月の暖候季には10.000mを上回る高層 に出現する明瞭な年変化を示すとともに,暖候季には 15.000mを中心とするより高層にも出現する2層構造を 呈している.暖候季の15,000mを中心とするより高層の 第1 圏界面●の出現期間は福岡や八丈島同様に通年高頻 度で出現する一方、DOY180~270の期間には低層には 第1圏界面はほぼ出現しなくなる。第1圏界面高度●の 年変化は明瞭な「 π 」字パターンを呈し、「 π 」の天板 部分が暖候季の高層の出現域に相当し、左右の払いの部 分が寒候季の低層の出現域に相当する。寒候季から暖候 季への推移を表す左の払いの傾きがなだらかであるのに 対して暖候季から寒候季への推移を表す右の払いはほぼ 存在せず,低層の第1圏界面高度●の年変化の特徴をよ



図18 名瀬における第1圏界面高度●と第2圏界面高 度●の年変化

く表している.

鹿児島での第2圏界面出現頻度は潮岬や八丈島より小 さい42.3%である。第2圏界面高度は、6~9月の暖候 季は、15,000mを中心とするより高層の第1圏界面とほ ぼ出現高度が重なり、第1圏界面高度が低下する寒候季 になっても、出現高度は20,000m以下の層が中心となっ ている。

図18は、東経130°線沿いでは北から3番目の高層気象 官署である名瀬(28°23.6′N 129°33.2′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(21,141個)と第 2圏界面高度●(5,001個)の観測結果をDOYに対して プロットしたものである.名瀬における第1圏界面高度 ●の年変化は父島にやや類似しており、5,000~11,000m の低層には11~3月を中心に低頻度で出現するが、第1 圏界面高度の多くはほぼ年中15,000m付近に集中して出 現する.従って、名瀬における第1圏界面高度●の年変 化は、高層の出現域に相当する「 π 」字の天板部分のみ は明瞭であるが、左右の払いの部分はかすかに痕跡をと どめている状態で、もはや明瞭な「 π 」字パターンとは 言い難い.

2008年5月6日09時の1,105mの日本最低第1圏界面高 度を初めとして、2011年3月22日21時の1,478m、2009年 4月25日21時の1,470m、2008年5月12日09時の1,945mと 600hPa面以下の極めて低い第1圏界面高度を、石垣島 に次いで多い4回も記録している。

名瀬での第2圏界面出現頻度は鹿児島より大幅に小さいが父島より明確に大きい23.7%である。第2圏界面高度は、6~9月の暖候季は、15,000mを中心とするより高層の第1圏界面とほぼ出現高度が重なり、第1圏界面高度が低下する寒候季になっても出現高度は20,000m以下の層が中心となっている。



図19 南大東島における第1圏界面高度●と第2圏界 面高度●の年変化

図19は、東経130°線沿いでは北から4番目の高層気象 官署である南大東島(25°49.8'N 131°13.7'E)における 1988~2018年の間の全ての第1圏界面高度●(20,640個) と第2圏界面高度●(3,213個)の観測結果をDOYに対 してプロットしたものである。南大東島における第1圏 界面高度●の年変化は名瀬よりさらに父島に類似してお り、5,000~11,000mの低層には1~3月を中心に低頻度 で出現するだけでDOY130~365の期間には低層には第 1圏界面はほぼ出現せず,第1圏界面高度の多くはほぼ 年中15,000m付近に集中して出現する。従って、南大東 島における第1圏界面高度●の年変化は、高層の出現域 に相当する「 π 」字の天板部分のみは明瞭であるが、左 の払いの部分はかすかに痕跡をとどめているものの、右 の払いの部分はほぼ消失してしまい、もはや明瞭な「 π 」 字パターンとは言い難い.

南大東島での第2圏界面出現頻度は、東方の父島 16.8%よりやや小さい15.6%である。第2圏界面高度は、 6~9月の暖候季は、15,000mを中心とするより高層の 第1圏界面とほぼ出現高度が重なり、第1圏界面高度が 低下する寒候季になっても、出現高度は20,000m以下の 層が中心となっている。

図20は、東経130°線沿いでは最南端の高層気象官署 である石垣島(24°20.2′N 124°9.8′E)における1988~ 2018年の間の全ての第1圏界面高度●(20,858個)と第 2圏界面高度●(2,393個)の観測結果をDOYに対して プロットしたものである.石垣島における第1圏界面 高度●の年変化も父島に類似しており、5,000~11,000m の低層には1~3月を中心に低頻度で出現するだけで DOY130~365の期間には低層には第1圏界面はほぼ出 現せず、第1圏界面高度の多くはほぼ年中15,000m付近 に集中して出現する.従って、石垣島における第1圏界



図20 石垣島における第1圏界面高度●と第2圏界面 高度●の年変化

面高度●の年変化は,高層の出現域に相当する「π」字の天板部分のみは明瞭であるが,左の払いの部分はかすかに痕跡をとどめているものの,右の払いの部分はほぼ 消失してしまい,もはや明瞭な「π」字パターンとは言い難い.

2009年4月26日21時の1,643mの最低第1圏界面高度 を初め、2011年3月17日09時の1,768m、2010年12月19 日21時の2,096m、10月29日09時の2,181m、21時の2,521 m、11月3日09時の2,533mと600hPa面以下の極めて低 い第1圏界面高度を、日本最多の6回も記録している。

石垣島での第2圏界面出現頻度は、日本14官署中最小 10.5%の南鳥島に次いで小さい11.5%である。第2圏界 面高度は、6~9月の暖候季は、15,000mを中心とする より高層の第1圏界面とほぼ出現高度が重なり、第1 圏界面高度が低下する寒候季になっても、出現高度は 20,000m以下の層が中心となっている。

表3は、表2に示した14高層気象官署における第1圈 界面高度、第2圏界面高度、第2圏界面出現率、第1圏 界面高度変動率、対流圏気温減率、対流圏気温減率の標 準偏差の1988~2018年31年間の気候学的平均値の年変化 を把握するために、月別に統計した結果である。下段に は異なる2種類の年平均値を示してある。表3の「月統 計の平均」は、全期間の月別統計量を平均して求めた年 平均統計量であり、最下端の「全期間平均」は表2と同 様に地点ごとに各年の全データから直接求めた年平均値 である。両者は本来同じ情報を得ようとして作業されて いるが、平均化の過程において、個々のデータの荷重の 扱い方が微妙に異なるため、結果も微妙に異なる。

例えば,館野における第2圏界面出現率は,各月ご とに求めると1月に最大94.38%,6月に最小9.23%の大 きな年変化を示すが,月平均値を12か月分平均すると 57.65%(月統計の平均)が得られる.これは全データ から直接求めた57.49%(全期間平均)とほぼ等しいが, 第2圈界面高度は,月統計の平均16,669.6mに対して 全期間平均16,342.5mとなり,2%余りの差異が生じる. 第2圏界面出現率の大きな年変化が「月統計の平均」と 「全期間平均」の乖離をもたらしていると思料される.

本稿は,長期間の気候学的平均値は全データから,月 別値は当該月の全データから直接統計により求めた.

V. 日本における第1圏界面高度の2層構造とその 年変化の地域差

図7~20に示される各官署における第1圏界面高度 の年変化は「 π 」字パターンを呈しているように観察さ れた.「 π 」の天板部分は熱帯圏界面に相当し、「 π 」の 払いの部分は極域圏界面に相当していると解釈される. 南方の南鳥島や父島、石垣島、南大東島では通年熱帯圏 界面が卓越しほぼ「 π 」の天板のみからなっており、高 緯度にいくにつれて寒候季を中心に極域圏界面が頻出す るようになり「 π 」の払いの部分が明瞭になるとともに 「 π 」の天板の部分の期間が短くなり、盛夏の短期間し か熱帯圏界面が出現しない最北端の稚内では「 π 」の天 板が取れかかっている.

この「π」字パターンの出現は第1圏界面高度のヒス トグラムの年変化として認識できると思料されるので、 本節では、第1圏界面高度のヒストグラムの年変化を解 析する.

図21は、図7に示されている日本最北端の高層気象官 署である稚内における1988~2018年の間の全ての第1圏 界面高度の年変化のプロット22,617個のうち、「π」の 天板が取れかかっている期間の前半に相当する7月のプ



図21 稚内における1988年~2018年の7月の第1圏 界面高度のヒストグラム

+ 0	竺 1 圆田盂古庄	竺○圆田盂古庙	塗り囲ま山田女	<u>**</u>	1 岡田五古庄亦封云の山上町	
নহ এ	弗 樹乔川高侵.	弗乙菌乔间高度.	弗乙菌乔用而现伞.	弔	樹芥川高皮を敷率の加点別	月万川流元訂丁
2.0			ленинания, конструкция, к	~		7 3 73 3 IV O H I

月	統計項目	稚内	札幌	秋田	館野	八丈島	父島	南島島	輪島	潮岬	福岡	庵児島	名瀬	南大東島	石垣島
	第1團界面高度	8295.9	8437.4	8698.2	9871 7	111321	157497	16725.7	9186.0	10880.8	107913	12238.3	14374.5	16017.5	16246.9
	第1回开面内风 第9周用面直脏	190295	17650.0	15592.0	15776.6	16492.0	18610.5	10754.4	15712.0	16275.2	16257.9	179171	199661	10700.2	102404
1月	かる国介田同戊 第9回田西山田安	0.7200	0.0429	0.0429	0.0429	0.1975	0.1975	0.1975	0.0429	0.1975	0.0429	0.7757	0.4699	0.1975	0.1975
	第2圈外回山現平 始1回日五古成本創作制	0.7399	0.9458	0.9458	0.9458	0.1275	0.1273	0.1275	0.9458	0.1275	0.9458	0.7757	0.4088	0.1275	0.1275
	第1圈界面局度変動係数	0.1358	0.1374	0.1645	0.2042	0.2841	0.1509	0.0648	0.1623	0.2658	0.2542	0.2779	0.2435	0.1383	0.1268
	対流圏気温減率	6.0197	5.9929	5.9345	5.6521	5.5818	5.7222	6.1071	5.8286	5.4595	5.3061	5.2432	5.4098	5.7360	5.8344
	対流圈気温減率標準偏差	0.6440	0.6776	0.7305	0.6535	0.6636	0.2786	0.1950	0.7017	0.6498	0.6255	0.5868	0.4384	0.2976	0.2850
	第1圈界面高度	8409.5	8630.5	8979.7	9854.3	10877.3	15420.8	16501.9	9418.9	10725.1	10645.0	11894.2	14108.1	15892.2	16456.9
	第2圈界面高度	18743.3	17523.0	15746.7	15740.3	16367.8	18569.0	19561.3	15817.5	16239.5	16350.8	16924.7	18027.8	19502.6	19714.5
	第2圈界面出現率	0.7311	0.9382	0.9382	0.9382	0.1565	0.1565	0.1565	0.9382	0.1565	0.9382	0.7937	0.4805	0.1565	0.1565
2月	第1 圈界面高度変動係数	0.1390	01421	0.1602	0.1715	0.2559	0.1763	0.0878	01524	0.2389	0.2237	0.2751	0.2538	0 1555	0.1072
	为了国外国内交叉300000	6.0142	5 0030	5.8040	5 7207	5.6620	5 7113	6.0315	5 7000	5.5728	5.4447	5 3803	5.4850	5 7654	5.8706
	村北國 风温枫干	0.0142	0.6627	0.7449	0.6129	0.0025	0.2025	0.0010	0.6700	0.5020	0.5647	0.5593	0.4407	0.2024	0.9602
	对 加固 太 溫 佩 平标 毕 禰 左	0.0000	0.0037	0.7442	0.0132	0.0000	0.3023	0.2221	0.0799	0.3939	0.3047	0.5525	0.4497	0.3034	0.2003
	弗1圖齐則尚度 唐3回四三十十	8894.8	9129.7	9670.3	10490.6	11595.6	15798.2	10001.3	10128.5	11343.7	11303.6	12602.2	15058.6	16106.6	16482.9
	第2圈界面高度	18093.8	17280.1	16263.2	15897.3	16376.1	18066.9	19038.3	15978.5	16180.8	16311.3	16887.2	17797.8	19288.0	19196.6
3日	第2圈界面出現率	0.6982	0.9048	0.9048	0.9048	0.1325	0.1325	0.1325	0.9048	0.1325	0.9048	0.7617	0.4764	0.1325	0.1325
0,1	第1圈界面高度変動係数	0.1445	0.1492	0.1511	0.1520	0.2058	0.1308	0.0824	0.1431	0.1935	0.1804	0.2196	0.1808	0.1239	0.0948
	対流圈気温減率	6.1468	6.0998	5.9445	5.9177	5.8641	5.8520	6.1045	5.9046	5.8308	5.7378	5.6646	5.6979	5.9044	6.0100
	対流圈気温減率標準偏差	0.6455	0.6413	0.6448	0.5610	0.5472	0.2888	0.2132	0.6028	0.5398	0.5355	0.5024	0.4016	0.2900	0.2746
	第1圈界面高度	9739.2	10018.2	10685.5	11662.0	12951.4	15917.3	16446.7	11211.8	12673.8	12491.5	13664.4	15531.5	16442.6	16776.0
	第2圈界面高度	17346.9	16671.6	16511.1	16318.3	16671.5	17939.7	18404.1	16371.1	16461.9	16665.3	17027.8	17746.6	19000.3	19535.5
	第2團累面出預率	0.6310	0.7922	0.7922	0.7922	0.1642	0.1642	0.1642	0.7922	0.1642	0.7922	0.6715	0.3551	0.1642	0.1642
4月	第2回开面白光干 第1團用面直脏亦動反粉	0.0010	0.175	0.1414	0.1322	0.1521	0.0014	0.0676	0.1226	0.1527	0.1497	0.1600	0.1100	0.0608	0.0516
	和1回7回问及发到所数 封漆圈与泪试索	6 2144	6 2272	6 1000	6 1919	6.09=4	6.0090	6 9990	61450	6.0544	0.1407 E 0076	5.0250	5 0666	6 1194	6 1096
	ハ伽固八価パ平 計志岡与旧社支援進長さ	0.5054	0.33/3	0.1620	0.1213	0.0204	0.0980	0.2820	0.1400	0.0344	0.4550	0.2050	0.9000	0.0050	0.1920
<u> </u>	N 沉 圖 风 溫 減 举 標 準 偏 差	0.5954	0.5944	0.5681	0.5105	0.4263	0.2331	0.1680	0.5554	0.4507	0.4550	0.3958	0.2873	0.2053	0.1992
	弗 1 圈界面高度 曲 a 四回一	10663.4	10955.6	11731.9	13082.6	14233.5	15971.3	16214.5	12372.9	14062.3	14105.1	14990.2	16026.7	16459.5	16782.3
1	第2圈界面高度	15968.4	15916.7	15977.9	16359.0	16767.3	17188.5	17713.3	16122.7	16684.0	16812.1	17044.9	17459.5	18865.2	19833.0
5.8	第2圈界面出現率	0.4869	0.6310	0.6310	0.6310	0.1375	0.1375	0.1375	0.6310	0.1375	0.6310	0.4230	0.2247	0.1375	0.1375
1 3 7	第1圈界面高度変動係数	0.1261	0.1370	0.1507	0.1391	0.1237	0.0759	0.0612	0.1524	0.1350	0.1463	0.1246	0.0870	0.0614	0.0462
	対流圈気温減率	6.2135	6.3075	6.1981	6.0679	6.0574	6.2472	6.3918	6.1432	6.0579	6.0277	6.0132	6.0994	6.2413	6.2954
	対流圈気温減率標準偏差	0.5215	0.5370	0.4986	0.4494	0.3097	0.1694	0.1309	0.4979	0.3525	0.3867	0.2842	0.2121	0.1596	0.1451
	第1圈界面高度	11579.3	12035.2	12995.2	14431.8	15294.4	16077.6	15998.6	13887.4	15231.3	15234.8	15732.7	16228.1	16419.4	16671.8
	第2圈界面高度	15661.5	15602.9	16058.0	16369.3	16796.6	18044.4	18187.7	16124.1	16706.6	16832.6	17050.8	17425.5	19660.4	20905.3
	第2圈界面出現率	0.3401	0.3331	0.3331	0.3331	0.0780	0.0780	0.0780	0.3331	0.0780	0.3331	0.2172	0.1296	0.0780	0.0780
6月	第1圈界面高度変動係数	0.1124	0.1330	0.1317	0.1046	0.0732	0.0441	0.0438	0.1241	0.0820	0.0927	0.0752	0.0488	0.0416	0.0367
	动液圈 匀温 减率	61100	6 1854	61138	6.0201	6.1304	6 3904	6.4876	6.0452	6.0893	6.0617	61261	6.2769	63711	6.4134
	为60回风血风中 封漆圆匀泪试索通淮后主	0.2001	0.4054	0.2679	0.0201	0.1001	0.1202	0.1070	0.2457	0.0000	0.0017	0.1201	0.1645	0.1221	0.1101
	第1圈更而直由	13000.5	13736.8	147064	15492.0	15706.2	15024.6	15576.3	15325.2	15833.8	15077.7	161321	16240.2	16250.2	16300.4
	第1圖非面向及 第9團更而直座	15601.4	15018.2	16490.5	16771 4	17440.7	10975.0	17077.4	16405.7	17400.8	17620.1	10132.1	20111.2	22022 6	22216.1
7月	かる国介田同戊 故の国田正山田市	0.0510	0.1070	0.1070	0.10771.4	0.0510	19273.9	0.0510	0.1270	0.0510	0.1270	10505.1	20111.0	22930.0	22210.1
	另 2 圖 齐 田 山 現 平	0.3510	0.1370	0.1370	0.1370	0.0518	0.0018	0.0018	0.1370	0.0518	0.1370	0.0800	0.0028	0.0018	0.0518
	弗1圖齐॥局度変動係数	0.1276	0.1219	0.0971	0.0656	0.0491	0.0381	0.0395	0.0758	0.0497	0.0511	0.0428	0.0350	0.0337	0.0332
	対流圏丸温減半	5.8754	5.9582	6.0202	6.1427	6.2591	6.4148	0.4817	6.0801	6.2439	0.2177	6.2849	0.3403	6.3998	6.4198
	刘沉囵、温润、华悰华偏左	0.3104	0.2772	0.2293	0.2032	0.1546	0.1119	0.1137	0.2056	0.1566	0.1624	0.1351	0.1263	0.1162	0.1127
	第1圈界面局度	13666.7	14537.2	15391.7	15863.0	16029.6	16077.6	15690.9	15792.6	16103.9	16263.7	16260.7	16314.7	16345.4	16403.6
	第2圈界面局度	15778.2	16087.2	16707.9	17429.4	19450.6	19854.2	20054.5	16984.5	18270.7	17728.9	19308.5	22398.1	23353.7	24211.5
8月	第2圈界面出現率	0.3546	0.0923	0.0923	0.0923	0.0577	0.0577	0.0577	0.0923	0.0577	0.0923	0.0702	0.0500	0.0577	0.0577
	第1圈界面高度変動係数	0.1388	0.1168	0.0786	0.0504	0.0442	0.0370	0.0385	0.0585	0.0434	0.0407	0.0390	0.0386	0.0337	0.0316
	対流圈気温減率	5.8913	5.9363	6.0572	6.1755	6.2802	6.3790	6.4502	6.1274	6.2630	6.2299	6.2826	6.3090	6.3662	6.3912
	対流圈気温減率標準偏差	0.3377	0.2646	0.2034	0.1754	0.1323	0.1215	0.1125	0.1758	0.1365	0.1379	0.1235	0.1260	0.1180	0.1200
	第1圈界面高度	12326.8	13396.6	14778.0	15796.3	16103.2	16321.0	16137.6	15420.0	16146.3	16124.7	16304.2	16440.7	16490.9	16573.8
	第2圈界面高度	15967.7	16384.3	16817.8	17856.3	19005.4	23296.1	21255.6	17053.0	17949.1	18545.0	19459.2	20488.0	23400.1	24023.2
9.11	第2圈界面出現率	0.4896	0.1280	0.1280	0.1280	0.0767	0.0767	0.0767	0.1280	0.0767	0.1280	0.0716	0.0576	0.0767	0.0767
573	第1圈界面高度変動係数	0.1713	0.1637	0.1191	0.0635	0.0468	0.0364	0.0378	0.0900	0.0448	0.0532	0.0417	0.0339	0.0308	0.0294
	対流圈気温減率	6.0645	5.9458	5.9120	6.0243	6.2314	6.4067	6.4606	5.9481	6.1654	6.0799	6.2044	6.2946	6.3843	6.3826
	対流圈気温減率標準偏差	0.5214	0.4560	0.3372	0.2372	0.1677	0.1155	0.1088	0.2654	0.1714	0.2095	0.1656	0.1438	0.1250	0.1190
	第1圈界面高度	10539.3	11212.0	12776.7	14895.9	15876.7	16612.0	16687.9	13811.2	15714.6	15480.3	16086.1	16474.8	16672.9	16689.6
	第2圈界面高度	16796.2	16694.8	17099.7	18017.7	18540.3	22735.4	22892.3	17217.7	18342.2	18296.3	19012.2	20076.1	22954.9	22235.7
	第2圈界面出現率	0.7129	0.3982	0.3982	0.3982	0.0789	0.0789	0.0789	0.3982	0.0789	0.3982	0.1594	0.0730	0.0789	0.0789
10月	第1圈界面高度変動係数	0.1603	0.1752	0.1861	0.1374	0.0835	0.0352	0.0348	0.1726	0.0921	0.1098	0.0728	0.0437	0.0319	0.0347
1	対流圈気温減率	6.2446	6.0649	5.8323	5.7788	6.0201	6.3892	6.4710	5.7962	5.9228	5.8141	5.9623	6.1664	6.3461	6.3296
1	対流圈気温減率標準偏差	0.5514	0.5519	0.4991	0.3379	0.2530	0.1333	0.1052	0.4493	0.2704	0.3048	0.2379	0.1766	0.1344	0.1364
	第1圈界面高度	9509.9	9865.6	10760.1	12695.9	14718.4	16543.7	16830.9	11635.7	14292.5	13915.8	15125.3	16226.6	16628.7	16656.8
1	第2圈界面高度	17553.8	16964.2	16569.0	17147.8	18357.4	20266.0	21918.0	16776.6	17994.4	18185.9	18720.4	191811	211591	20995.8
	第2圈界面出租率	0.7835	0.7375	0.7375	0.7375	0.0081	0.0081	0.0081	0.7375	0.0081	0.7275	0.4917	0.1636	0.0081	0.0081
11月	金1圆泉面直嵌亦動返料	0.1373	01471	0.1979	0.1084	0.1507	0.0301	0.0301	0.1000	0.1708	0.1979	0.1/12	0.0720	0.0301	0.0301
	为1固介面向反复勤际数 封漆圆与泪试索	6 1197	6.0749	5.0200	5 7902	5 9209	6 9200	6.4270	5.9977	5 7425	5.6420	5.6049	5.0299	6 1005	6 91 41
	月 机 固 风 血 颅 平 封 法 图 与 归 计 声 博 进 后 关	0.1127	0.0742	0.5071	0.4007	0.4100	0.2390	0.4279	0.5000	0.4407	0.4700	0.0740	0.0574	0.1990	0.2141
 	村矶國지個旗平標準備差 第1團用面直座	0.0017	0.0000	0.06/1	0.4907	0.4103	0.1639	0.1298	0.0092	0.4497	0.4700	0.3/03	0.2074	0.1632	0.1902
1	第1箇介則局茂 気の周囲五支広	6091.4	6809.0	9286.4	10987.0	13180.0	10458.7	10899.6	9933.1	12090.3	12305.3	13957.9	10002.9	104/8.0	10009.8
	第2圏芥田局度 第2圏芥田局度	18329.4	17024.5	15/47.0	10351.8	1/5/2.1	19351.5	21008.5	13863.6	1/167.2	17263.7	18287.1	18/85.2	20442.7	20183.8
12月	弗2圈芥面出現率	0.7840	0.8813	0.8813	0.8813	0.0948	0.0948	0.0948	0.8813	0.0948	0.8813	0.6275	0.3401	0.0948	0.0948
	第Ⅰ圈界面高度変動係数	0.1408	0.1426	0.1886	0.2305	0.2402	0.0622	0.0392	0.1978	0.2518	0.2478	0.2195	0.1594	0.0730	0.0747
	对流圈気温減率	6.0807	6.0742	5.7803	5.7803	5.8298	6.2390	6.4279	5.8877	5.7435	5.6439	5.6948	5.9388	6.1995	6.2141
	对流圈気温減率標準偏差	0.6173	0.6177	0.6114	0.6114	0.5603	0.2330	0.1638	0.6687	0.5816	0.5998	0.5003	0.3711	0.2386	0.2411
	第1圈界面高度	10435.5	10897.0	11705.0	12921.2	13974.9	16072.7	16356.0	12343.6	13800.4	13719.9	14582.3	15713.1	16350.3	16558.4
月	第2圈界面高度	17071.6	16643.9	16296.8	16669.6	17480.8	19433.9	19863.8	16376.6	17139.4	17248.3	17941.9	18980.3	20863.8	21024.3
計	第2圈界面出現率	0.5919	0.5765	0.5765	0.5765	0.1045	0.1045	0.1045	0.5765	0.1045	0.5765	0.4233	0.2402	0.1045	0.1045
0	第1圈界面高度変動係数	0.1397	0.1428	0.1465	0.1379	0.1425	0.0771	0.0529	0.1385	0.1434	0.1444	0.1410	0.1099	0.0694	0.0594
当均	対流圈気温減率	6.0906	6.0809	5.9832	5.9326	5.9810	6.1741	6.3437	5.9654	5.9289	5.8504	5.8747	5.9942	6.1688	6.2147
1	対流圈気温減率標準偏差	0.5294	0.5204	0.5017	0.4280	0.3699	0.1918	0.1481	0.4764	0.3812	0.3912	0.3375	0.2629	0.1920	0.1845
	第1圈界面高度	10445.0	10920.1	11714.1	12933.8	13990.5	16069.9	16348.3	12335.5	13808.5	13744.2	14587.1	15709.3	16348.7	16553.6
全	第2圈界面高度	17358.0	16813.2	16195.5	16342.5	16935.0	18805.4	19729.2	16199.0	16725.5	16904.4	17456.1	18298.3	20325.8	20292.8
期	第2圈界面出現率	0.5913	0.6478	0.6702	0.5749	0.4651	0.1675	0.1046	0.6079	0.4914	0.5238	0.4229	0.2365	0.1557	0.1147
間平	第1圈界面高度変動係数	0.2273	0.2406	0.2479	0.2251	0.2046	0.0991	0.0697	0.2391	0.2106	0.2139	0.1904	0.1440	0.0895	0.0758
均	対流圈気温減率	6.0907	6.0756	5.9967	5.9212	5.9581	6.1520	6.3348	5.9627	5.9070	5.8299	5.8457	5.9634	6.1454	6.1938
1	封濟團与温減來標準偏差	0.5902	0.5870	0.5808	0.5216	0.5094	0.3460	0.2345	0.5540	0.5298	0.5544	0.5410	0.4567	0.3300	0.3017

高度の単位はm,気温減率の単位はK/km,出現率および変動係数は無次元.

ロット1.917個のヒストグラムである. ヒストグラム横 軸には階級を250m間隔でとり,目盛りには8個ごとの 階級の最下端高度を示してある. 7月の日数は31日なの で31年間の1日2回のゾンデ観測の総数は1,922個なの で,第1圏界面のデータが得られなかったのは僅か5回 (0.26%)である.単純統計では,この間の第1圏界面 高度の最大値17,875m,最小値7,956m,平均値13,009m で,標準偏差は1,777mとなる.しかしながら,実際の ヒストグラムでは,最大度数は12,000~12,250m階級に おける127であるが,低高度側には比較的滑らかに度数 が減少するのに対して,高高度側には15,000~15,250m 階級付近を中心として第2のピークが存在しており,明 瞭な二峰性分布を呈している.

ヒストグラムが二峰性度数分布を示す時,その確率密 度関数 $f(x, \omega_l, X_l, \sigma_l, \omega_u, X_u, \sigma_u)$ は次式

$$f(x, \omega_{l}, X_{l}, \sigma_{l}, \omega_{u}, X_{u}, \sigma_{u}) = \frac{\omega_{l}}{\sqrt{2\pi\sigma_{l}^{2}}} e^{-\frac{(x-X_{l})^{2}}{2\sigma_{l}^{2}}} + \frac{\omega_{u}}{\sqrt{2\pi\sigma_{u}^{2}}} e^{-\frac{(x-X_{u})^{2}}{2\sigma_{u}^{2}}}$$
(1)

によって二つの正規分布の荷重平均として表現できると 仮定して, 階級表の情報に最も適合するパラメータの 組み合わせを求めた.ここで,ω:荷重,X:平均高 度,σ:標準偏差であり,添え字lおよびuは,それぞれ, 下層と上層を意味する.

式(1)において6種類の未知のパラメータの値を、 荷重 ω は0~1の間を0.01間隔で、平均高度Xは0~ 20,000mの間を125m間隔で、標準偏差 σ は0~2,000m の間を100m間隔で与えた確率密度fに標本の大きさSを掛けた場合の度数分布Sfと実際のヒストグラムHの 間のX自乗統計量 χ^2

$$\chi^{2} = \sum \left(\frac{H(x) - Sf(x, \omega_{l}, X_{l}, \sigma_{l}, \omega_{u}, X_{u}, \sigma_{u})}{H(x)} \right)^{2}$$
(2)

を逐次求め、 χ 自乗統計量 χ^2 が最小になるパラメータ の値の組み合わせ($\omega_l, X_l, \sigma_l, \omega_u, X_u, \sigma_u$)を求めた. 図21中 の●は、式(1) で近似された結果を重ねて示したも のである. 図21に示される稚内における7月の第1圏 界面高度のヒストグラムを最も良く近似するパラメータ の値の組み合わせは、 $S = 1,917, X_l = 12,250m, X_u =$ 15,250m, $\sigma_l = 1,000m, \sigma_u = 1,200m, \omega_l = 0.64, \omega_u = 0.36$ となった. すなわち、稚内における7月の第1圏界面高 度のヒストグラムは、確率密度関数 $f_l(x)$

$$f_{\rm l}(x) = \frac{1}{1000\sqrt{2\pi}} e^{\frac{(x-12250)^2}{2000000}} \tag{(3)}$$

で近似表現される低層側の正規分布(図中●)と,確率 密度関数f_u(x)

$$f_{\rm u}(x) = \frac{1}{1200\sqrt{2\pi}} e^{\frac{(x-15250)^2}{2880000}} \tag{(4)}$$

で近似表現される高層側の正規分布(図中〇)が,比率 64:36で合成された確率密度関数f(x)

$$f(x) = \frac{0.64}{1000\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-12250)^2}{2000000}} + \frac{0.36}{1200\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-15250)^2}{2880000}}$$
(5)

で表されると判断される (図中●).

図21には、1988~2018年の7月の稚内における第1圏 界面高度のヒストグラムに、 X_1 =12,250m、 σ_1 =1,000m の確率密度関数 $f_1(x)$ による度数分布を●で、 X_u =15,250 m、 σ_u =1,200mの確率密度関数 $f_u(x)$ による度数分布 を〇で、比率 ω_1 : ω_u = 64:36で合成された確率密度関 数f(x)による度数分布を●で、それぞれ、重ねて示し てある。●で示される比率64:36で合成された確率密 度関数f(x)による度数分布がヒストグラムと良く一致 していることは明白である、すなわち、稚内における 7月の第1圏界面高度のうち64%は、平均高度12,250m、 標準偏差1,000mの層に出現し、残りの36%は平均高度 15,250m、標準偏差1,200mの層に出現している、と判断 される、

表4に、本稿の対象14高層気象官署の1988~2018年の 月別第1圏界面高度確率密度関数の正規分布合成結果を 示す.見出し行には14高層気象官署を示し、1~12月ま で月ごとに下層の第1圏界面高度と上層の第1圏界面高 度の正規分布の荷重、平均、および標準偏差と、この荷 重比におけるこのモデルによる統計量 test statisticを示 してある.

図22は、稚内におけるすべての第1圏界面高度●と 第2圏界面高度●を、第1圏界面高度●を優先させて DOYに対してプロットした図7から、第1圏界面高度 ●のプロットを削除して第2圏界面高度●のプロットの みとした上で、図21で示したヒストグラムの横軸を左右 反転させ、度数300がDOY30.4幅になるように調整した うえで、DOY30.4間隔で1~12月の順に重ねて示してい る.DOY180~280の暖候季だけでなく、通年に亘って、 図7において第1圏界面を表す●が稠密にプロットされ ていた領域には、実は、第2圏界面を表す●もほぼ同様 に稠密にプロットされていたことが、改めて確認できる.

10~6月の9か月における第1圏界面高度のヒストグ ラムは比較的正規分布に近い一山分布を呈しているが, 7~9月の3か月は明瞭な二峰性分布を呈している.二

表4 第1圏界面高度の確率密度関数の正規分布合成結果

		1	稚内	札幌	秋田	館野	八丈島	父島	南島島	輪島	潮岬	福岡	庵児島	名瀬	南大東島	石垣島
		荷重	99	100	100	85	67	9	5	98	71	75	52	25	6	5
	下屋	亚扬	8600	9750	0000	0500	0250	71.95	7000	0500	0275	0500	0000	7500	7000	6975
	下層	十均 振進反義	8000	8/30	9000	9500	9230	1200	7000	9500	9575	9500	9000	1700	7000	0873
1.17		標準備左 # 4	1100	1200	1400	1200	1700	1300	2000	1300	1500	1400	1700	1700	700	800
1月		何重	1	0	0	15	33	91	95	2	29	25	48	75	94	95
	上層	半均	9950	12250	11250	14375	15625	16750	17125	13500	15500	15750	16125	16625	17000	17000
		標準偏差	2000	900	900	1900	1100	800	600	600	1300	1400	1100	900	800	800
	1	統計量	1809.6	2745.7	4772.9	2430.8	1537.8	3801.7	2619.8	2935.9	1717.2	1820.4	2097.1	3370.5	3645.8	2376.7
		荷重	94	99	94	94	77	13	5	99	79	85	64	30	11	3
	下層	平均	8600	8875	9250	10000	9750	7500	7500	9750	9750	10000	9625	8000	7250	7000
		標準偏差	1100	1300	1500	1300	1700	1400	2000	1400	1500	1500	1800	2000	1700	1100
2月		荷重	6	1	6	6	23	87	95	1	21	15	36	70	89	97
	上層	平均	10750	11750	10750	15675	16000	16875	17125	14500	15875	16000	16500	16750	17125	17125
		標準偏差	700	1100	900	1300	1100	800	700	600	1300	1000	1000	900	700	800
	4	統計量	2548.8	1272.5	2540.7	2108.2	2217.5	2042.1	1339.9	2420.2	1379.6	1688.1	1689.0	2936.9	4329.6	1380.9
		荷香	92	91	82	99	83	13	1000.0	40	86	86	65	2000.0	7	3
	下屋	可重	0000	0225	0700	10975	11195	10	2000	0250	11000	11195	11950	11250	7750	6500
	1.784	干朽	9000	9223	9700	10073	11120	12230	0000	9230	11000	11120	11230	11230	7730	0300
0.17		標準備左 # 4	1200	1300	1500	1500	1600	2000	2000	1200	1500	1300	1600	2000	2000	900
3月		何里	8	9	18	1	17	87	99	60	14	14	35	76	93	97
	上層	半均	10750	11450	11325	15625	16125	16750	17125	11250	16000	16125	16375	16750	17000	17125
		標準偏差	500	750	900	500	1000	800	800	1000	1000	1100	1000	900	800	800
	#	統計量	912.4	2545.7	2619.6	4455.3	1918.2	3165.0	2675.1	2698.2	2331.1	2173.0	2498.5	1636.0	2614.6	1566.4
		荷重	92	70	75	95	79	20	13	29	83	85	65	24	6	6
	下層	平均	9875	9725	10550	12000	12500	13750	14250	10000	12375	12250	12625	13000	13000	15250
		標準偏差	1500	1300	1500	1300	1200	1200	1500	1200	1200	1200	1200	1100	1200	2000
4月		荷重	8	30	25	5	21	80	87	71	17	15	35	76	94	94
	上層	平均	11000	11700	12125	16625	16625	16875	17125	12000	16500	16375	16625	16750	17000	17125
		標準偏差	800	1000	800	700	900	800	700	1100	1000	900	900	900	800	700
1	1	. — — — — — — — — — — — — — — — — — — —	1329.5	1570.2	1770.5	2944.7	1719.3	2562.9	2011.5	1733.1	1543.1	1950.3	1822.6	1311.2	2180.8	1866.4
	İ İ	荷重	21	70	78	86	66	29	17	93	71	65	50	29	12	2
1	下層	平均	9750	10750	11500	13000	13625	14625	14750	12500	13375	13250	13750	14625	14500	14625
	1/8	一 港 但 兰	1400	1400	1700	13000	110020	000	600	1500	1300	1300	1300	1200	800	500
БН	├ ──	小子 冊 左 恭 香	70	20011		1.000	24	71	000	7	200	2000	50	71	000	00
эд	LEZ	何里	11050	30	12000	14	34	10075	00	10750	29	30	10075	17000	17000	90
	上層	平均	11250	12250	13000	16625	16625	16875	16875	16750	16625	16750	16875	17000	17000	1/125
	<u> </u>	標準備左	1200	1100	900	700	900	700	700	600	700	800	800	700	700	700
	1	統訂重	2156.2	1671.8	2097.6	4406.8	4855.6	1745.6	1627.4	3759.5	1917.7	1560.1	2542.4	1946.3	1509.0	1821.6
		荷重	83	90	76	67	32	3	19	89	35	45	22	20	18	7
	下層	平均	11500	12000	12875	14125	14425	14625	15250	13875	14250	14375	14625	15500	15750	16000
		標準偏差	1200	1300	1700	1200	750	500	500	1700	800	1100	700	600	600	600
6月	上層	荷重	17	10	24	33	68	97	81	11	65	55	78	80	82	93
		平均	12625	15625	14500	16250	16175	16375	16500	16250	16250	16500	16500	16750	16875	17000
		標準偏差	800	1700	1800	800	800	700	600	500	800	700	800	600	600	600
	ł	統計量	1767.3	1493.7	1208.5	2225.9	1807.6	2302.1	2036.3	2401.0	880.8	2465.0	3642.0	500.2	3580.7	1087.9
		荷重	64	47	25	27	2	7	17	25	9	6	20	6	17	12
	下層	平均	12250	12500	13000	14750	12550	15125	15000	14375	14250	15250	15500	16000	15750	15750
		標進偏差	1000	1000	1100	900	800	500	600	1000	1000	900	500	1100	500	500
7日		荷重	36	53	75	73	98	93	83	75	91	94	80	94	83	88
	上國	亚扬	15250	15275	15695	16195	16075	16250	16000	16195	16950	16275	16695	16500	16625	16750
	1.18	一 一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	19200	1100	10020	700	770	600	600	10123	700	10375	600	600	500	500
		际毕 個 左 (4 -), 目	1200	1000 5	1000	100	2100.0	000	1000	000	700	000	000	1107.0	300	000
	7	11日里 1日日	2069.7	1936.3	1140.8	1082.3	5120.9	803.9	1650.5	1002.5	2029.4	14/2.3	3673.0	1157.9	1082.0	2303.0
		何里	45	27	9	14	2	4	17	10	1	13	11	5	22	14
	卜層	半均	12125	12375	12500	15000	14375	15000	15000	14625	14250	15500	15500	15375	16000	16000
		標準偏差	1300	1400	1500	600	500	500	500	700	500	500	500	500	500	500
8月		何重	55	73	91	86	98	96	83	90	99	87	89	95	78	86
	上層	平均	15500	15750	16000	16375	16375	16375	16125	16250	16375	16625	16625	16625	16750	16750
	L	標準偏差	1000	900	900	600	700	600	600	700	700	600	600	600	500	500
	1	統計量	2027.2	5022.9	3037.2	1597.0	1166.6	1708.5	2507.2	2689.1	3144.1	1392.4	2922.5	2879.9	1034.5	1204.4
3 Л 4 Л 5 Л 6 Л 7 Л 8 Л 9 Л 10 Л 11 Л 12 Л		荷重	66	48	23	10	5	2	8	17	5	18	4	8	21	7
	下層	平均	11250	11750	12625	14500	11950	15000	15250	14250	14750	15750	14875	15625	16375	16125
		標準偏差	1300	1600	1700	1000	2000	500	500	1000	500	700	500	500	500	500
9月		荷重	34	52	77	90	95	98	92	83	95	82	96	92	79	93
	上層	平均	15250	15625	15875	16375	16475	16625	16500	16250	16500	16625	16625	16750	16875	16875
1		標準偏差	1100	1000	900	700	600	600	600	700	600	600	600	500	500	500
	ŧ	統計量	2520.4	2208.2	3083.5	3166.7	2018.9	3867.4	6268.6	2090.5	3149.0	1931.0	3266.4	2257.9	2929.5	1186.3
		荷重	90	80	59	28	11	1	3	40	19	12	15	16	9	13
	下層	平均	10625	10875	11250	12250	13250	15125	15750	11375	14750	12000	15375	16000	16125	16625
1	1	標準偏差	1200	1100	1300	2000	1800	500	500	1400	1600	1800	600	500	500	500
10月		荷重	10	20	41	72	89	99	97	60	81	88	85	84	91	87
	上層	平均	15000	15125	15500	16250	16600	16875	17000	16000	16500	16375	16750	16875	17000	17000
		標進偏差	1200	1300	1100	800	700	600	600	1000	700	800	600	500	500	500
1	1	」 <u>小子 画</u> 左 統計量	4385.0	3076.4	4168.0	2821.0	3545.8	1474.6	2904.0	2833.5	3744.0	2725.7	2404 2	1760.4	2060.6	1492.8
-	1	荷香	56	08	87	56	99	0	9	7/	298	37	15	20	19	0
	下屋	平坦	0000	10250	10695	11000	11695	14695	15950	10750	11000	11195	10125	16195	16950	16195
	1/14/	画 淮 桓 辛	1100	1,400	1500	1600	2000	500	12230	1200	1000	1000	20000	10120	700	500
11.17	<u> </u>	伝準備定	1100	1400	1000	1000	2000	100	1900	1300	1900	1900	2000	1000	/00	000
11月		何里	44	4	15	44	18	100	98	20	12	03	60	01	88	91
	上層	半均	10750	15625	15125	15625	16125	16875	17125	15375	16000	16000	16250	16875	17000	17000
		標準偏差	900	1000	1000	1100	1000	700	600	1100	1000	900	900	600	600	600
L		統計量	1486.9	3845.0	2359.9	2837.0	2347.1	1611.6	1519.5	2684.4	2036.6	1193.7	1786.9	1704.5	1050.2	1497.9
		荷重	93	100	96	73	39	4	2	88	50	54	30	9	11	7
	下層	平均	8750	9125	9500	10000	9625	14500	15750	9750	9750	9875	9625	7250	16000	16500
1		標準偏差	1100	1300	1500	1400	2000	1400	2000	1300	1900	1500	2000	1200	600	1200
12月		荷重	7	0	4	27	61	96	98	12	50	46	70	91	89	93
1	1	1			15950	15125	15875	16875	17125	14975	15875	15750	16100	16695	17000	17000
	上層	平均	10250	11750	15250	10120	10070	10075	17120	14073	10070	10700	10100	10025	17000	17000
	上層	平均 標準偏差	10250	900	13230	13125	1100	700	600	14875	1100	1100	10100	900	700	700
	上層	平均 標準偏差 統計量	10250 500 1972.6	900 3064.0	13250 1200 3213.1	13125 1300 2139.3	1100 1921.5	700	600 3296.4	14875 1600 2326.2	1100 2229.9	13730 1100 2287.3	10100 1000 1575.6	900 1487.5	700	700

荷重および統計量は無次元,それ以外の単位はm.



図22 稚内における第2圏界面高度の年変化と第1 圏界面高度ヒストグラムの年変化

峰性分布の下層側の峰の月平均高度は冬季8,600m~夏 季11,500mと推移して3,650mの年較差を示した.これに 対して,明瞭な二峰性分布は7~9月に集中して出現し, 上層側の峰の月平均高度は,15,250~15,500mと,ほぼ 一定の層に出現し,8月は第1圏界面の過半数は上層に 出現した.

第1圏界面高度のヒストグラムが明瞭な二峰性分布を 呈する7~9月は第2圏界面高度●は第1圏界面高度● 上層側の峰とほぼ被る狭い層に集中するのに対して,第 1圏界面高度のヒストグラムが一山分布を呈している 10~6月は第1圏界面高度●が第2圏界面高度●の下端 となるとともに,この時期第1圏界面高度●が低下傾向 にあるにも関わらず第2圏界面高度●の分布域は33,300~ 5,900mの広範囲に及んでいる.このため第2圏界面高 度●の分布は蝶形を呈することが注目される.

図7と図22を比較しながら観察すると,第1圏界面と 第2圏界面の年変化の相互関係の理解に大変有益である ことが明らかとなったが,図7~20の全てにこの作業を 実施すると,かなり膨大な紙面を要するため,以下では, 東経140°線に近い官署の中から第1圏界面と第2圏界面 の年変化に特徴が認められる,秋田,館野,八丈島,南 鳥島の4官署についてのみ,示す.

図23は、図22と同様の方法で、秋田における月ごとに 集計した第1圏界面高度のヒストグラムの年変化と第2 圏界面高度のプロットを重ねて示したものである。 11~6月、および8、9月の10か月における第1圏界面 高度のヒストグラムは比較的正規分布に近い一山分布を 呈しているが、7月と10月の2か月は明瞭な二峰性分布 を呈している。8、9月の一山の高度は7月と10月の二 峰性分布の上層側の峰の高度とほぼ一致しており、8、 9月の一山分布は、二峰性分布の下層側の峰が欠落した



図23 秋田における第2圏界面高度の年変化と第1 圏界面高度ヒストグラムの年変化

ために出現しており、これは、図9における第1圏界面 高度の年変化の「π」字パターンの左右の払いの部分が 分離できることと整合的である.

二峰性分布の下層側の峰の月平均高度は冬季9,000m~ 夏季13,000mと推移して4,000mの年較差を示した.これ に対して、明瞭な二峰性分布は6~11月に集中して出 現し、上層側の峰の月平均高度は、14,500~16,000mと、 ほぼ一定の層に出現し、7~9月は第1圏界面の75%以 上は上層に出現し、8月は第1圏界面の91%は上層に出 現した.

二峰性分布する第1圏界面高度●の75%以上が上層 に出現する7~9月の第2圏界面高度●の分布域は、上 層の第1圏界面の分布域とほぼ完全に一致するとともに、 10~6月の第2圏界面高度●の分布域は32,700~6,300m の範囲に広がっている、つまり、年間を通しての第2圏 界面高度●分布域は、稚内同様、蝶形を呈している。

図24は、図22、23と同様の方法で作成した館野におけ る月ごとに集計した第1圏界面高度のヒストグラムの年 変化と第2圏界面高度●のプロットを重ねて示したもの である、館野における第2圏界面の出現頻度は以北の稚 内・札幌・秋田より低い57.0%である、1~4月、およ び7~10月の8か月における第1圏界面高度のヒストグ ラムは比較的正規分布に近い一山分布を呈しているが、 5月と11、12月の3か月は明瞭な二峰性分布を呈してお り、6月は二峰性ではあるが両分布が重なり台形分布を 呈している、5~12月の一山分布ないしは二峰性分布の 上層側の峰の高度はほぼ一様であり、図10の第1圏界面 高度●の年変化の綺麗な「 π 」字パターンの天板部分と 一致しており、11、12月の明瞭な二峰性分布は「 π 」字 パターンの右の払いの部分に相当し、1~4月の二峰性 分布の下層側の峰は「 π 」字パターンの右の払いの部分



図24 館野における第2圏界面高度の年変化と第1 圏界面高度ヒストグラムの年変化

に相当している.

7~10月は二峰性分布する第1圏界面の72%以上が上 層に出現し、中でも8月は第1圏界面の86%、9月に 至っては第1圏界面の90%が上層に出現した.この間の 第2圏界面高度●の分布域は、上層の第1圏界面の分布 域とほぼ完全に一致するとともに、11~6月の第2圏界 面高度●の分布域は36,100~6,770mの範囲に広がってい る.つまり、年間を通しての第2圏界面高度●分布域は、 稚内、秋田と同様、蝶形を呈している.

図25は、図22~24と同様の方法で作成した、関東平野 の南方沖合約1,000kmに位置する八丈島における月ごと に集計した第1圏界面高度のヒストグラムの年変化と第 2圏界面高度のプロットを重ねて示したものである. 八丈島における第2圏界面の出現頻度は以北の稚内・札 幌・秋田・館野より低い46.5%である.

7~10月の4か月における第1圏界面高度のヒスト グラムは比較的正規分布に近い一山分布を呈している が、11~5月の7か月は明瞭な二峰性分布を呈してお り、6月は二峰性ではあるが両分布が重なりややいびつ な一山分布を呈している、5~12月の一山分布ないしは 二峰性分布の上層側の峰の平均高度は15,900~16,600m でほぼ一様であり、図11の第1圏界面高度の年変化の綺 麗な「 π 」字パターンの天板部分と一致しており、11、 12月の明瞭な二峰性分布は「 π 」字パターンの右の払い の部分に相当し、1~4月の二峰性分布の下層側の峰は 「 π 」字パターンの右の払いの部分に相当している.

7~11月は二峰性分布する第1圏界面の78%以上が上層に出現し、中でも7~9月は第1圏界面の95%以上、
7、8月に至っては第1圏界面の98%が上層に出現した。
7~10月の第2圏界面高度●の分布域は、上層の第1圏界面の分布域とほぼ完全に一致するとともに、11~6月



図25 八丈島における第2圏界面高度の年変化と第 1圏界面高度ヒストグラムの年変化

の第2圏界面高度●の分布域は34,600~6,700mの範囲に 広がっている.つまり,年間を通しての第2圏界面高度 ●分布域は,稚内,秋田,館野と同様,蝶形を呈してい る.ただし,7~10月にも若干高高度に分布する第2圏 界面高度●が出現していることが注目される.

図26は、図22~25と同様の方法で作成した、日本最南端の高層気象官署である南鳥島における月ごとに集計した第1圏界面高度のヒストグラムの年変化と第2圏界面高度のプロットを重ねて示したものである。南鳥島における第2圏界面の出現頻度は日本の14高層気象官署の中で最低の10.5%である。

図26の最大の特徴は、図22~25では第1圏界面高度の ヒストグラムは比較的正規分布に近い一山分布を呈する 期間が限定されていたのに対して、南鳥島では一年間を 通じて比較的正規分布に近い一山分布を呈している点で ある.図13では第1圏界面高度●に隠されていた領域に 図26では大量の第2圏界面高度●がプロットされており、 南鳥島においては第1圏界面と第2圏界面の主たる出現



図26 南鳥島における第2圏界面高度の年変化と第 1圏界面高度ヒストグラムの年変化

領域はほぼ完全に一致していることが一目瞭然である.

第1圏界面高度のヒストグラムはほぼ通年一山分布を 呈しているように見えるが,詳細にチェックすると,上 下の二峰性分布を有しており,通年にわたって上層の峰 の出現率が81%を上回っており,9~3月は92%を上 回り,3月は99%に達する.上層の峰の月平均高度は 17,000~16,000mと,ほぼ一定の層に出現する.

下層の峰の月平均高度は、1~3月は7,000~8,000m であるが、4~12月は14,000~15,750mと上昇して上層 の峰との高度差が小さくなるため、下層の第1圏界面の 出現率の低さと相まって、二つの分布が重なり合ってヒ ストグラムはほぼ一山ないしは台形状の分布を呈してい る. これは図13では「π」字の天板のみのようなパター ンが形成されていることによく対応している.

第2圏界面高度●は33,800~14,200mにかけて出現す るが、そのほとんどが分布域の下端部に集中して存在し、 南鳥島においては第1圏界面と第2圏界面の主たる出現 領域はほぼ完全に一致している。第1圏界面分布域以外 に出現する第2圏界面高度●はまばらで、夏季に若干頻 度が低下するが、図22~25に認められる蝶形を呈するに は至っていない。

以上,図22~26において,東経140°線に沿う稚内,秋 田,館野,八丈島,南島島の5地点における第1圏界面 高度の2層構造とその年変化の地域差を第1圏界面高度 のヒストグラムの合成の観点から検討した.紙面の都合 で図示するのは5地点に限定したが,表4には14地点の 全ての月について分析結果を示してある.それによると, 札幌と秋田の1月が下層の峰だけとなった事例と父島の 11月が上層の峰だけになった事例を除くと,日本の第1 圏界面は荷重の程度の差は大きいものの,ほぼ常に二層 構造を持ち,上層の峰の高度は大きく変化しないが,下 層の峰の高度は高緯度の暖候季に高くなることが明らか になった.

また,第2圏界面は低緯度では出現率が30%以下と小 さく,中緯度では北緯40°付近を中心に出現率が大きい 特徴があり,その分布域は暖候季には二峰性分布する第 1圏界面の上層の峰とほぼ一致し,寒候季には第1圏 界面高度~高度35,000m上空までの広い範囲に拡散して, 蝶形の出現パターンを呈することが明らかになった.

Ⅵ. 日本の圏界面高度の年変化の地域差に関する若 干の考察

前節までの結果に基づいて、本節では、日本における

第1圏界面,第2圏界面,および対流圏気温減率の年変 化の地域差に関する若干の考察を行う.図27は、GPS電 波掩蔽観測により求められた2008年1月(北半球冬)と 7月(南半球冬)における,第1圏界面高度●と第2圏 界面高度●の緯度分布である(Rieckh et al. 2014).暗 赤色および青色の破線は、それぞれ、緯度幅5°毎の平 均値と中央値を表す.1月は図右側の北半球が冬で、左 側の南半球が夏であり、7月は図右側の北半球が夏で、 左側の南半球が冬である.熱帯域では第1圏界面高度● と第2圏界面高度●の出現高度はほぼ完全に重なってい るが、亜熱帯域より高緯度側では、第1圏界面高度●と 第2圏界面高度●の間にギャップが形成され、第1圏界 面高度●が極域圏界面、第2圏界面高度●が熱帯圏界面 に、それぞれ、対応して二重圏界面構造を形成している. 第1圏界面高度●と第2圏界面高度●の間のギャップ

は、冬半球で大きく夏半球では比較的小さい。第2圏界 面は冬半球側の極域圏界面の上方に形成されており、そ の高度は熱帯圏界面と概ね一致している。

図27の第1圏界面高度●の緯度分布は,(上)2008年 1月は図7~20において本稿が提唱する「π」字パター ンを呈しており,(下)2008年8月は左右逆転させた「π」 字パターンを呈している.図27(上)(下)共通の特徴 は,熱帯圏界面高度は高くて16km付近に平均高度があ



図27 GPS電波掩蔽観測により求められた2008年1 月(北半球冬)と7月(南半球冬)における, 第1圏界面高度●と第2圏界面高度●の緯度分 布.暗赤色および青色の破線は、それぞれ、緯 度幅5毎の平均値と中央値を表す(Rieckh et al. 2014より)

り「π」字パターンの天板の部分を形成し、緯度20°付 近から両半球中高緯度側に「π」字の左右の払いが下 がって極域圏界面を形成しており、夏半球側の払いはな だらかであり、冬半球側の払いは急である.つまり、夏 半球高緯度側から亜熱帯域に向かって第1圏界面高度● は徐々に上昇し、熱帯域で第1圏界面高度●はほぼ一様 となり、冬半球亜熱帯から中緯度側に向かって急激に第 1圏界面高度●が低下し、中緯度~高緯度では比較的一 様な高度分布となっている.

図27は第1圏界面高度●の子午線分布であり、図7~ 20の通年時間分布とは全く異質のものであるが、一種 のエルゴード性を示しており、図27における夏半球~ 熱帯の第1圏界面高度●の緯度分布は、以下の文の() 書のように、図7~20における寒候季~暖候季の第1 圏界面高度●の年変化とよく対応しているように見え る:熱帯(夏季) 圏界面高度は高くて16km付近に平均 があり「π」字パターンの天板の部分を形成し、両半球 20°(DOY180, 270)付近から両半球中高緯度(寒候季) 側に「π」字の左右の払いが下がって極域(寒候季)圏 界面を形成しており、夏半球(DOY180)側の払いはな だらかであり、冬半球 (DOY270) 側の払いは急である. つまり、夏半球高緯度(寒候季)側から亜熱帯域(暖候 季)に向かって第1圏界面高度●は徐々に上昇し,熱帯 域(夏季)で第1圏界面高度●はほぼ一様となり、冬半 球亜熱帯(暖候季)から中緯度側(寒候季)に向かって 急激に第1圏界面高度●が低下し、中緯度~高緯度(寒 候季)では比較的一様な高度分布となっている.

これは、偶然ではなく、夏半球~赤道域を経て冬半球 にかけて形成されている第1圏界面高度●の「π」字型 の南北緯度分布が、太陽赤緯の季節変化に同期して、1 月には南半球側に平行移動し、8月には北半球側に平行 移動するために、中緯度の特定の地点における第1圏界 面高度●の年変化を調査すると図7~20のような「π」 字パターンが出現する、と思料される.

図28は2006年1月26日08UTCにNASA EOS-Aura衛 星HIRDLS (high resolution dynamics limb sounder) により計測された同衛星の東経248°を中心とする東部北 大西洋上のパス(東経244°北緯0°-東経190°北緯80°) に沿った気温減率, 圏界面,温位,風速の鉛直断面図 である(Peevey et al. 2012). ●●で示される圏界面は, 赤道から60°Nまで伸びる熱帯圏界面と極域から20°Nま で伸びる極域圏界面から成り,20°N~60°N付近は二重 圏界面構造となっている.二重圏界面が北緯20°付近の 亜熱帯ジェット気流から北緯55°付近の寒帯前線ジェッ



 図28 2006年1月26日08:00UTCにNASA EOS-Aura衛星HIRDLSにより計測された同衛星の パスに沿った気温減率、圏界面,温位、風速の 鉛直断面図.カラーバーが気温減率(K/km) を表し、●●が圏界面,黒実線等値線が20,30, 40 m/sの等西風風速線,黒破線等値線が330, 360,400 Kの等温位線を表す(Peevey et al. 2012より)

ト気流にかけて分布していることが読み取れる.二重圏 界面域の南北端には,それぞれ,亜熱帯ジェット気流と 寒帯前線ジェット気流が形成されている.

Sato et al. (2003) は、2001年11月27日~12月25日に 東経160°線上を中心に28°N~48°Sにおいて緯度幅1° で0.5Hzのラジオゾンデ観測を70回実施して熱帯圏界面 と極域圏界面の子午面分布図を作成し(図省略). 30° S付近の亜熱帯ジェット気流が存在する領域における二 重圏界面を解析した、鉛直プロファイルから鉛直波長を 割り出し、ローパスフィルタで取り出した鉛直波長4 km以上の成分を背景風として除去して求めた西風成分. 南風成分の摂動から重力波の鉛直波長、位相速度、周 期、波動エネルギーを求めるととともに、ホドグラフ解 析を行い、ホドグラフが高度とともに時計回りに回転し ていれば上向きエネルギー伝播. 反時計回りに回転し ていれば下向きエネルギー伝播と判定した. その結果. 水平波長約1,800km,鉛直波長4~5kmの慣性重力波 が見出された. 山岳, 積雲対流, シア不安定等, 様々 な重力波の発生源が知られているが、特に最近自発的 調節過程と呼ばれる蛇行したジェット気流や前線から 放射される重力波放射が注目されている(舘野・佐藤 2008).対流活動が活発な熱帯収束帯ITCZ(Intertropical Convergence Zone)が存在する熱帯域と亜熱帯ジェッ ト気流が存在する中緯度が重力波源となっており、半球 間を含む重力波の南北方向の伝搬が重要である.また, Shibuya et al. (2015) は重力波が伝搬されてくる極域で 多重圏界面が頻発することを明らかにした.



図29 第1圏界面と第2圏界面間層厚と平均西風成分の季節別空間分布.カラーバーが0.5km間隔の層厚を表し、白実線等値線が10,20,30,40 m/sの等西風風速線を表す(Peevey et al. 2012より)

二重圏界面は一年を通して主として亜熱帯緯度に出現 し、中高緯度ではジェット気流が最も強い冬季に出現す る. 亜熱帯ジェット気流に近い二重圏界面は極域圏界面 上空への熱帯圏界面の緯度移動を伴っている(Randel et al. 2007). 冬半球において、二重圏界面出現域はより 高緯度側に移動し、低い成層度を伴う不安定な成層状 態を反映している.二重圏界面は主に14~20km高度に 出現する. 熱帯域では二重圏界面はほとんど見られな い. 熱帯域の二重圏界面は通年見られるが、全球規模の 波動によるらしい. 強い振幅を伴う赤道ケルビン波は温 度プロファイルを改変し、その結果気温減率も改変する (Randel et al. 2007). 熱帯における第2圏界面は16~20 km高度に広がる. 第2圏界面高度の平均と中央値は差 がほとんどなく、一般的には良く一致する.

図29は、Peevey et al. (2012) による第1圏界面と第 2圏界面間の層厚の季節別空間分布である。圏界面間の 層厚はカラーバーで示されている。南北20°以内の熱帯 域において、第1圏界面と第2圏界面間の層厚は、一年 中ほぼ1km程度以下と小さいのに対して、高緯度は相 対的に第1圏界面と第2圏界面間の層厚が大きく、特に 冬半球高緯度において圏界面間層厚が大きくて、層厚 が7km近くに達する地域もある。これは、高緯度では、 暖候季には第1圏界面と第2圏界面間の層厚が小さいの に対して、寒候季には大きくなることを意味している。

図27は2008年1月ないしは7月の平均状態で、図28は 2006年1月26日08UTCのスナップショットではあるが、 両者を総合して考察すると、二重圏界面構造は冬半球の 亜熱帯ジェット近傍から寒帯前線ジェット気流付近に典 型的に出現すると思料される.

図7~20において「π」字パターンの天板のみが出現 する期間は、当該地点が亜熱帯ジェット気流よりも低緯 度側に位置しており、第1圏界面は主として熱帯圏界面 が観測されていると判断される.「π」字パターンの天 板から分岐する払いが出現する期間は、極域圏界面が第 1圏界面として観測されたり熱帯圏界面が第1圏界面と して観測されたりする日が混在しており、当該地点上空 をジェット気流が吹走していると思料される.

上記の既存研究の成果と本稿の成果を照らし合わせる と、日本の高緯度地域における寒候季の第1圏界面は極 域圏界面の南端部に相当し、その上方にほぼ常態的に出 現する第2圏界面は熱帯圏界面の北端部に相当すると思 料される.冬季の同地域には下層に極域圏界面南端が達 し、上層に熱帯圏界面北端が達して二重圏界面構造とな り、その間に寒帯前線ジェット気流が形成されているも のと思料される.夏季には寒帯前線ジェット気流を伴う 二重圏界面構造は稚内北方領域まで北上し、ほぼ日本全 域が熱帯圏界面に覆われるものと推察される.

Ⅶ. 館野における熱学的圏界面高度と力学的圏界面 高度の関係

近年の圏界面に関する研究は、ゾンデデータに基づく ①熱学的圏界面高度より格子点データに基づく②力学的 圏界面高度が主流である。利用するデータに依存する見 かけのモードの有無について検討しておくことが、今後 の研究の展開においても、有益と思料される。

本節では、代表的な格子点データであるERA-Interim データ(Dee et al. 2011)により、館野高層気象台最寄 りの格子点140.25°E, 36.0°Nにおける、①熱学的および ②力学的圏界面高度を推定し、ラジオゾンデ観測結果に 基づいている本稿の①熱学的圏界面高度と比較した。

ECMWFのERA-Interimは、1990年代以降のERA-40 に降水量の不自然な振動と増加がみられたため、その期 間の再解析をやり直すための暫定的な再解析という位 置づけで開始され、ERA-Interimという名称もそれに由 来している.しかし実際には、物理過程の改良だけで なく、解像度を上げ、4次元変分法(4D-var)を導入 してERA-40から大きく改良されたデータ同化システム が使われて、品質も大きく改良されたため、当初の予定 (1989年以降)を1979年まで遡り、ERA-40とは独立した 30年以上の一貫した再解析となっており、第3世代の再 解析に分類される(大野木 2018).



図30 館野ラジオゾンデデータに基づく熱学的第1圏 界面高度と最寄りERA-Interim格子点データに 基づく熱学的第1圏界面高度の散布図

図30は、ゾンデデータに基づく熱学的圏界面高度をx, 最寄りERA-Interim格子点データに基づく熱学的圏界 面高度をyとして作成した散布図である。縦軸も横軸も 0~20,000mが目盛られている。格子点データからの熱 学的圏界面高度の決定には、Reichler et al. (2003)の アルゴリズムにより著者のReichler 自身が作成公開して いるプログラム (https://www.inscc.utah.edu/~reichler/ research/projects/TROPO/tropocode.htm)を用いた。

30年間の22,611組の比較では、回帰直線は

$$y = 0.84659 x + 2244 \tag{6}$$

となり,決定係数はR²=0.7560と極めて高い値が得られる.

熱学的圏界面高度の散布図には明瞭な「Z」字パター ンが認められ、多くのプロットは「Z|字の射線部分に 集中しているので,「Z」字の射線部分のみに注目する とほぼ y = x に乗るように見える. [Z] 字の射線部分 のほとんどは最寄りERA-Interim格子点データに基づ く熱学的第1圏界面高度とラジオゾンデデータに基づ く熱学的第1圏界面高度の差が1.000m未満の場合で占 められている.一方、「Z」字の射線部分の右上端から 左に伸びる横線上のプロット群は、最寄りERA-Interim 格子点データに基づく熱学的圏界面高度がラジオゾンデ データに基づく熱学的圏界面高度を1,000~10,000mも上 まわる場合が頻発することを示唆している. [Z] 字の 射線部分の左下端から右に伸びる横線上のプロット群も 存在し、最寄りERA-Interim格子点データに基づく熱 学的圏界面高度が1.000~10.000mも下まわる場合もある ことを示唆しているが、その頻度は著しく小さい.

図31は、最寄りERA-Interim格子点データに基づく 熱学的第1 圏界面高度とラジオゾンデデータに基づく熱





学的第1圏界面高度の差のヒストグラムである.全体的 には決定係数が0.755を上回っているため、度数を普通 目盛りにすると中央の4~5個の階級だけに集中したヒ ストグラムとなってしまうので、対数度数目盛りを採用 している.最寄りERA-Interim格子点データに基づく 熱学的圏界面高度とラジオゾンデデータに基づく熱学的 圏界面高度は、全体としては良く一致しているが、ラジ オゾンデデータに基づく熱学的圏界面高度が低いときに、 最寄りERA-Interim格子点データに基づく熱学的圏界 面高度が相対的に過大評価されることが多いことを反映 してヒストグラムの右の裾が長い分布となっている.

図32に最寄りERA-Interim格子点データに基づく 熱学的圏界面高度が最大の11,771.9mも過大評価され



図32 2001年4月4日00UTCの地上天気図(気象庁 ホームページより)



図33 館野ラジオゾンデデータに基づく熱学的第1圏
 界面高度と、最寄りERA-Interim格子点データ
 に基づく渦位の閾値を3.5PVU(a)、2.5PVU
 (b)、1.6PVU(c)とした場合における力学的
 圏界面高度との散布図

た2001年4月4日09時の天気図を示す.この日,気象 庁高層観測結果では,第1~4圏界面高度は,それぞ れ,5,860,10,275,14,698,17,569mとなっており,最寄 りERA-Interim格子点データに基づく熱学的圏界面高 度17,631.9mは,ほぼ第4圏界面高度に相当する.爆弾 低気圧までは行かなかったものの,二つ玉低気圧が発 達しながら東北地方を横断してオホーツク海まで進み 992hPaまで発達した.館野が強い寒冷前線の後面に入っ て5,860mまでの圏界面垂れ下がりが発生したが,周辺 の圏界面高度は,北方の秋田で8,625m,西方の輪島で 8,643m,南方の八丈島で11,090mなので,狭い領域で 3,000~5,000mもの垂れ下がりとなった.ERA-Interim 格子点データの水平解像度は緯度経度格子点上で0.75°× 0.75°で鉛直層数は1,000~1hPaの37層,時間分解能は12 時間であるため (Dee et al. 2011),館野近傍のみに出 現した圏界面垂れ下がりを正確に把握できていない可能 性が示唆される.

逆に、比較的高いラジオゾンデデータに基づく熱学的 圏界面高度が報告されているときに、相対的に1,000m~ 10,000m 過小評価された ERA-Interim 格子点データに 基づく熱学的圏界面高度も出現しているが、数は圧倒 的に少ない. 最大の過小評価-11.994.5mは2017年2月 12日09時に出現している.この日,気象庁高層観測結 果では, 圏界面は17,530mに1つしか解析されておらず, 館野周辺の圏界面高度は、北方の秋田で7,552m、西方 の輪島で6.448m、南方の八丈島で6.758mなので、狭い 領域で10,000~11,000mもの盛り上がりとなっている. ERA-Interim 格子点データに基づく熱学的圏界面高度は 5,535.5mとなっており、1,000~2,000mの小さい垂れ下 がりを予測した形になっている.気象庁高層観測結果 では、5,097mの-36.9℃の特異点から5,549mの-36.5℃ の特異点まで逆転層となっており、ERA-Interim格子点 データに基づく熱学的圏界面高度は、この逆転層の上端 部に相当している、気象庁日々の天気図には「鳥取大雪 ピーク過ぎる. 冬型気圧配置続き, 日本海側中心に雪. 最深積雪は広島県高野146cm, 鳥取県倉吉61cmなど2 月1位, 鳥取県大山で264cm. 西~東日本太平洋側は概 ね晴れ、岡山県で突風被害、| とある、寒候季の寒気の 吹き出しの際に出現しやすい2段重ねの安定層の下端の 判断がゾンデデータによる場合と格子点データによる場 合とで食い違いが発生する可能性があることが示唆さ れる.

図33に、ERA-Interim格子点データに基づく力学的 圏界面高度とラジオゾンデデータに基づく熱学的圏界 面高度の散布図を示す.力学的圏界面としてHoinka (1998)が議論している3つの渦位PVの閾値, 3.5, 2.5, 1.6 PVUの面を抽出し,それぞれ, (a), (b), (c) とし た.1PVUは中緯度の典型的な値10⁻⁶m²/(s·kg)を単位 として定めたものであり,力学的圏界面高度は,該当す るPVU面に対する線形内挿により求めた.

渦位の閾値を3.5PVUとすると(図33a),回帰直線は

$$y = 0.72586 x + 3261 \tag{7}$$

とやや緩やかとなり,決定係数はR²=0.64364と比較的 高いが「Z」字パターンの射線部分の左下端から伸びる 横線上のプロット群が増加したような散布図となる. 閾 値を2.5PVUとすると(図33b),回帰直線は

$$y = 0.72832 x + 2575 \tag{8}$$

とさらに緩やかとなり、決定係数R²=0.62544となる. 閾値を1.6PVUとすると(図33c)、回帰直線は

$$y = 0.68594 x + 2307 \tag{9}$$

とさらに緩やかで,決定係数 R^2 =0.52269となり,三角 形領域のプロットが出現する.渦位の閾値を下げるほど y = x上および熱学的圏界面より高高度の力学的圏界面 は減少し,熱学的圏界面より低高度の力学的圏界面が増 加する傾向が明瞭であるが,その物理的要因やメカニズ ムについては,現段階では、考察できていない.

1. おわりに

日本における圏界面高度の観測は1930年台に高層気象 台において研究的に着手されていたが、全国的に組織的、 かつ、ルーチン的観測が実施され始めたのは1963年のい わゆる38豪雪以降に過ぎない.しかも、1日2回の詳細 なラジオゾンデ観測結果をオンラインで収集できるよう になったのは1988年以降であり、ようやく30年間の蓄積 データを解析できる状況になったのを機に、本稿は、日 本の圏界面高度の気候学の初めて本格的な把握に着手し、 1988年1月1日09時~2019年1月1日09時までの22,647 ゾンデプロファイルを解析した.

その結果,日本の平均第1圏界面高度は,概ね緯度 の増加とともに単調に減少しており,南方の石垣島が 16,554mで最大で,最北の稚内が10,445mで最小である ことが分かった.日本標準大気が定めている第1圏界面 高度11,000mは,秋田と札幌の間に位置することになる.

平均第2圈界面高度は,北緯40°以南では概ね緯度の 増加とともに単調に減少しているが,北緯40°付近で反 転し,それ以北では緯度の増加とともに単調に増加して いることが分かった.平均第2圈界面高度は南大東島で 20,326mの最大値を示し,秋田で16,195mの最小値を示 した.最北の稚内の平均第2圈界面高度は17,358mであ り,南方の鹿児島の17,456mとほぼ同等であることが明 らかとなった.

第2圈界面の出現率は,北緯30°以南では20%以下で ほぼ通年単一圏界面であるが,北緯35°以北では二重圏 界面が存在することの方が多く北緯40°付近で最大とな り出現率は67%に達する.半年以上二重圏界面が存在す る北緯35°以北では,二重圏界面間の層厚は緯度が高く なるほど厚くなる傾向があり,暖候季を体, 寒候季を翅 とする蝶形パターンが出現する.

第1圏界面高度の年変化に「π」字パターンが出現す ることを見出し、その「π」字パターンが緯度によっ て異なることを見出した.既存研究と比較検討した結 果,任意地点における年変化の「π」字パターンは、半 球規模の子午線分布における「π」字パターンが太陽年 周運動に伴って南北に振動することにより生じる、との 見解を得た、すなわち、日本の高緯度地域における寒候 季の第1圏界面は極域圏界面の南端部に相当し、その上 方にほぼ常態的に出現する第2圏界面は熱帯圏界面の北 端部に相当すると思料される. 冬季の同地域には下層に 極域圏界面南端が達し、上層に熱帯圏界面北端が達して 二重圏界面構造となり、その間に寒帯前線ジェット気流 が形成されているものと思料される.夏季には寒帯前線 ジェット気流を伴う二重圏界面構造は稚内北方領域まで 北上し、ほぼ日本全域が熱帯圏界面に覆われるものと推 察される.

第1圏界面高度の年変化に現れる「π」字パターンに、 より短周期の変動が重なり、圏界面が存在しなかったり、 極端に低い第1圏界面高度が出現したりすることがしば しば観測されるが、現時点では、その原因は不詳である。 圏界面が存在しない事例は南方の島嶼の地点で多い、圏 界面気圧が500hPa以上の極端に低高度の第1圏界面は、 本稿の研究期間において総数56事例観測されたが、最多 の石垣島で11例、次いで名瀬で9例と、南方の島嶼の地 点での観測事例が多い。Bjerknes(1935)の圏界面波や Reed(1955)の圏界面の垂れ下がりと類似の現象であ る可能性が高いと思料されるが、現時点では、詳細は不 明である、これらは今後の課題としたい。

近年の研究動向からは慣性重力波による多重圏界面形 成は重要な観点であるが、気象庁HPで公開されている ルーチン観測データは時間分解能が粗い上にタイムスタ ンプも付されていなくて重力波の挙動を把握することが できないため、一切議論できなかった.この点も、今後 の課題とせざるを得ない.

筆者らが圏界面高度に関する調査・研究に足を踏み 入れた切っ掛けは、木村(2017)による「潜熱型対流」 説であった.大気が安定成層をしているために下降気 流は積乱雲の外側の全域に及び、大気はごく狭い範囲 の上昇気流域と広い範囲の下降気流域に二分され、上 昇気流域内の温度減率は湿潤断熱減率であり、下降気 流域の温度減率が標準大気の気温減率6.50K/kmであると する木村(2017)の主張に興味を持ち、地球と宇宙の

間のエントロピー交換率を最小とする気温減率が存在 し、地球と宇宙の間のエントロピー交換率を最小とす る気温減率が正の地上気温依存性を持つことを主張し た(中川・渡来 2018). この主張を裏付けるため、日本 のラジオゾンデ観測結果に基づく対流圏気温減率の把 握を志し、対流圏気温減率を正確に決定するために圏界 面高度の検討に着手した. 2019年4月からは新たに着 任した爆弾低気圧を専門とする第3筆者が参加し、そ れまでの熱学的圏界面だけでなく力学的圏界面も検討 項目に加え、本共同研究は大いに盛り上がった.しかし、 2019年末以降の新型コロナウィルス禍対応による業務 繁忙に加え、2021年3月末に、第3筆者が新設された データサイエンス学部へ転出するとともに第1筆者が 定年退職するという事態となり, 三者の緻密な連携に 基づく共同研究遂行が困難となった.このため、この度、 これまでに明らかになった事項を取りまとめて公表す ることとした次第である. 未だ解析事実の指摘の段階 であり、研究としての完成度は十分ではない可能性も あるが、日本における圏界面高度の気候学に関する貴 重な資料となることを祈念する.

謝辞

本稿の内容は,日本気象学会2018年度秋季大会,2019 年度秋季大会,ならびに日本地理学会2019年度春季学術 大会,2019年度秋季学術大会において発表した内容に補 筆修正したものである.上記学術集会における質疑の際 に賜ったご教示・ご助言は本稿起草に大変役立った.匿 名査読者によるレフェリーコメントは原稿改良に大変役 立った.また,高層気象資料はすべて気象庁HPから取 得させて頂いた.記して深謝の意を表します.

文献

- 阿部豊雄 2015:気象庁における高層気象観測の変遷と観 測値の特性 第1部高層気象観測の変遷.天気, 62:161-185. https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2015/2015_03_0003.pdf.
- 会田 勝 1982:『大気と放射過程―大気の熱源と放射収支 を探る―』東京堂出版, 280p.
- Akritidis, D., A. Pozzer, J. Flemming, A. Inness, and P. Zanis 2021 : A global climatology of tropopause folds in CAMS and MERRA-2 reanalyses. *J. Geophys. Res.*, 126: e2020JD034115. https://doi.org/10.1029/2020JD034115.
- American Meteorological Society 2012 : Tropopause Glossary of meteorology. https://glossary.ametsoc.org/ wiki/Tropopause.
- Ashford, O. M. 1957 : Definition of tropopause and of

significant levels. WMO Bull., 6: 136-137.

- Assman, R. 1902 : Uber die existenz eines wärmeren lufttromes in der höhe von 10 bis 15km. *Sitzber. Königl. Preuss. Akad. Wiss. Berlin*, **24**: 495–504.
- Bjerknes, J. 1935 : Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents. Case 3: December 30-31, 1930. *Geofys. Publ.*, 11(4): 3-18. http://www. ngfweb.no/docs/NGF_GP_Voll1_no4. pdf.
- Bjerknes, J. and H. Solberg 1922 : Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, **3**: 1-18.
- de Bort, L. T. 1902 : Variations de la température de l'air libre dans la zone comprise entre 8 km et 13 km d'altitude. *C. R. S. Acad. Sci. Paris*, 134: 987–989.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge - Sanz, J. -J. Morcrette, B. - K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. - N. Thépaut, and F. Vitart 2011 : The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137: 553-597. https://doi.org/10.1002/qj.828.
- Elbern, H., J. Hendricks, and A. Ebel 1998 : A climatology of tropopause folds by global analyses. *Theor. Appl. Climatol.*, **59**: 181-200. https://doi.org/10.1007/ s007040050023.
- Emden, R. 1913 : Über Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung; ein Beitrag zur Theorie der oberen Inversion. *Sitzungsberichete der mathematischphysikalischen Klasse der Koniglich Bayerischen Akademie der Wissenschaften zu Munchen.* Jahrgang, 55-142.
- Flohn, H. and R. Penndorf 1950 : The stratification of the atmosphere (I). *Bull. Ame. Meteorol. Soc.*, **31**: 71-78. https://doi.org/10.1175/1520-0477-31.3.71.
- Gettelman, A., P. Hoor, L. L. Pan, W. J. Randel, M. I. Hegglin, and T. Birner 2011 : The extratropical upper troposphere and lower stratosphere. *Rev. Geophys.*, 49: RG3003. https://doi.org/10.1029/2011RG000355.
- Hess, S. L. 1948 : Some new mean meteorlogcal cross sections through the atmosphere. *J. Meteorol.*, **5**: 293-300.
- Hoinka, K. P. 1998 : Statistics of the global tropopause pressure. *Month. Weath. Rev.*, **126**: 3303-3325. https:// journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/126/12/1520-0493_1998_126_3303_sotgtp_2.0.co_2.xml.
- 釜堀弘隆・古林絵里子 2015:高層気象観測データレス

キュー.日本気象学会大会講演予講集,107:165.https:// dl.ndl.go.jp/view/download/digidepo_10599966_po_ ART0010534933.pdf?contentNo=1&alternativeNo=.

- 木村龍治 2017:対流圏の気温減率はなぜ6.5K/kmなのか-エネルギー収支からの考察. 天気, 64: 147-156. https:// www.metsoc.jp/tenki/pdf/2017/2017 03 0015.pdf.
- 気象庁 2006:南鳥島気象観測所職員の一時島外避難につい て.気象庁報道発表資料平成18年9月1日.https://www. jma.go.jp/jma/press/0609/01a/marcus1.pdf.
- Kishore, P., S. P. Namboothiri, K. Igarashi, J. H. Jiang, C. O. Ao, and L. J. Romans 2006 : Climatological characteristics of the tropopause parameters derived from GPS/CHAMP and GPS/SAC-C measurements. *J. Geophys. Res.*, 111: D20110. https://doi.org/10.1029/2005JD006827.
- 高層気象台 2021: ラジオゾンデ観測.高層気象台彙報,特 別号,高層気象台100年誌,27-39. http://www.jma-net.go.jp/ kousou/information/journal/2021/journal_2021special.html.
- 松野太郎 1982: 成層圏と大気波動の研究をめぐって. 天 気, **29**: 1167-1186. https://www.metsoc.jp/tenki/ pdf/1982/1982_12_1167.pdf.
- 中川清隆・渡来 靖 2018:指数関数で近似された疑似多方 大気において宇宙とのエントロピー交換率を最小にする気 温減率.地球環境研究, 20: 103-120. http://ris-geo.jp/wp/ wp-content/uploads/2018/05/20_12_Nakagawa.pdf.
- 中村 尚·高薮 出 1997: Shapiroの新しい前線・低気 圧モデル. 天気, 44: 85-99. https://www.metsoc.jp/tenki/ pdf/1997/1997_02_0085.pdf.
- 新田 尚 1980:『大気大循環論』東京堂出版, 438p.
- 大野木和敏 2018:全球大気長期再解析 JRA-25およびJRA-55の推進 —2017年度藤原賞受賞記念講演—. 天気, **65**: 81-102. https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2018/2018_02_0003. pdf.
- Peevey, T. R., J. C. Gille, C. E. Randall, and A. Kunz 2012 : Investigation of double tropopause spatial and temporal global variability utilizing High Resolution Dynamics Limb Sounder temperature observations. *J. Geophys. Res.*, 117: D01105. https://doi.org/10.1029/2011JD016443.
- Peixoto, J. P. and A. H. Oort 1992 : *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520p.

- Randel, W. J., D. J. Seidel, and L. L. Pan 2007 : Observational characteristics of double tropopauses. *J. Geophys. Res.*, 112: D07309. https://doi.org/10.1029/2006JD007904.
- Reed, R. J. 1955 : A study of a characteristic type of upperlevel frontogenesis. J. Meteorol., 12: 226-237. https:// journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/12/3/1520-0469_1955_012_0226_asoact_2_0_co_2.xml.
- Reichler, T., M. Dameris, and R. Sausen 2003 : Determining the tropopause height from gridded data. *Geophys. Res. Lett.*, **30**: 2042. https://doi.org/10.1029/2003GL018240.
- Rieckh, T., B. Scherllin-Pirscher, F. Ladstädter, and U. Foelsche 2014 : Characteristics of tropopause parameters as observed with GPS radio occultation. *Atmos. Meas. Tech.*, 7: 3947–3958. https://doi.org/10.5194/amt-7-3947-2014.
- Sato, K., M. Yamamori, S. Ogino, N. Takahashi, Y. Tomikawa, and T. Yamanouchi 2003 : A meridional scan of the stratospheric gravity wave field over the ocean in 2001 (MeSSO2001). *J. Geophys. Res.*, 108: D16, 4491. https://doi.org/10.1029/2002JD003219.
- Shapiro, M. A. 1980 : Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the troposphere and stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 37: 994-1004. https://journals.ametsoc. org/view/journals/atsc/37/5/1520-0469_1980_037_0994_ tmwtfa_2_0_co_2.xml.
- Shibuya, R., K. Sato, Y. Tomikawa, M. Tsutsumi, and T. Sato 2015 : A study of multiple tropopause structures caused by inertia-gravity waves in the Antarctic. *J. Atmos. Sci.*, 72: 2109-2130. https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0228.1.
- 高橋浩一郎 1969:『総観気象学』岩波書店, 385p.
- 舘野 聡・佐藤 薫 2008: ラジオゾンデ集中観測による 中部成層圏の慣性重力波の研究. 第22回大気圏シンポジウ ム 原稿集. https://stage.tksc.jaxa.jp/pairg/member/ima/ TaikisympoWeb/pdf/5-1.pdf.
- U. K. Meteorological Office 1918 : *Meteorlogical Glossary, 4th edition ed.*, U. K. Meteorological Office, 364p. https://archive.org/details/meteorologicalgl00grearich/ mode/2up?view=theater.

A climatology of the tropopause height over Japan based upon radiosounding

NAKAGAWA Kiyotaka*, WATARAI Yasushi** and HIRATA Hidetaka***

* Professor Emeritus of Rissho University/ Professor Emeritus of Joetsu University of Education

** Department of Environment Systems, Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University

*** Department of Data Science, Faculty of Data Science, Rissho University

Abstract :

The present study is the first in Japan to investigate the climatology of the tropopause height, based upon radiosound data launched twice daily from 1988 to 2018 from 14 upper air observatories of the Japanese Meteorological Agency.

As a result, the average tropopause height decreased monotonically with increasing latitude, and was highest at 16,554 m in Ishigaki Island in the south and lowest at 10,445 m in Wakkanai, the northernmost station. The first tropopause height, 11,000 m, defined by the Japanese Standard Atmosphere, was located between Akita and Sapporo. The average second tropopause height decreased monotonically with increasing latitude south of 40 degrees north, but reversed around 40 degrees north, and decreased monotonically with increasing latitude north of that. The average second tropopause height showed a maximum of 20,326 m in Minamidaito Island, the first minimum of 16,195 m in Akita, and the second minimum of 17,358 m in Wakkanai in the northernmost station, which was almost the same as 17,456 m in Kagoshima in the south. The appearance rate of the second tropopause height was 20% or less south of 30 degrees north, which was almost a year-round single tropopause with a maximum appearance rate of 67%. In the north of 35 degrees north, where two tropopauses existed for more than half a year, the distance between the first and second tropopause tended to increase as the latitude increased.

It was found that a " π "-shaped pattern appeared in the annual march of the first tropopause height, and that the " π "-shaped pattern differed depending on the latitude. As a result of comparison with existing research, it is inferred that the " π "-shaped pattern of annual march at any point is caused by the north-south osillation of the hemispherical meridonal distribution of the first tropopause height with the annual motion of the sun. That is, it is considered that the first tropopause height during the cold season in the high latitudes of Japan corresponds to the southern end of the polar tropopause, and the second tropopause height, which appears almost normally above the first tropopause corresponds to the northern end of the tropical tropopause. It is thought that the southern end of the polar tropopause structure in the same area in winter, and a polar front jet is formed between them. In summer, the dual tropopause structure with a polar front jet moves northward to the northern region of Wakkanai, and it is presumed that almost the entire area of Japan is covered by the tropical tropopause.

Key words : troposphere, stratosphere, tropopause height, double tropopause, lapse rate, climatology