
報 告

2021 年 3 月 2 日に新千歳空港のドップラーレーダーで観測された 低層内部重力波の解析

A Case Study of Low-level Internal Gravity Waves Observed with the New Chitose Doppler Radar for Airport Weather, on 2 March 2021

中村 誠吾¹・児玉 裕樹²

要 旨

2021 年 3 月 2 日未明から昼前にかけて、新千歳空港で強い速度シアを伴う低層内部重力波が発生した。本研究では、空港気象ドップラーレーダーの観測データや数値予報資料を用いて、この内部重力波の特徴や、発生・持続要因を調査した。波の空間構造に着目して解析した結果、波の重ね合わせが発生していたことが示唆された。波源は北海道の南海上にあった温暖前線からのびる前線帯付近の上昇流であったと考えられる。また、空港上空には前線帯に対応した安定層、その上には中立層があり、加えて臨界高度が形成されていたとみられ、臨界高度付近の Ri が 0.25 未満であった。これらから、波の反射条件が満たされ、波がウェーブダクト内にトラップされることで波の重ね合わせが発生し、内部重力波が顕在化・持続した可能性が高い。今後のより適切な気象解説のため、本研究や先行研究の結果から総観場の着目点、メソスケールの場の着目点を整理し、新千歳空港飛行場予報ハンドブックに掲載した。

1. はじめに

新千歳空港（以下、新千歳）では 2021 年 3 月 2 日未明から昼前にかけて空港気象ドップラーレーダー（以下、DRAW : Doppler Radar for Airport Weather）で強い速度シアが断続的に観測され、シアラインやマイクロバーストの検知が見られた。特に 2 日 0015UTC ではこれらが最も多発しドップラー速度の水平発散・収束が顕著に見られ、新千歳の南北約 20 km 圏内に広がった（第 1

図）。

内部重力波は大気中の波動であり、強い水平ウィンドシアを伴い、航空機の運航に大きな影響を与えることから注目すべき現象である。当日は 2 日昼前にかけて大雪によりほとんどの航空機が欠航となったためこれによる影響はなかったが、新千歳航空測候所（以下、測候所）では、低層内部重力波についての調査や研究はほとんど行われていないため知見がなく、当日のウィンドシア

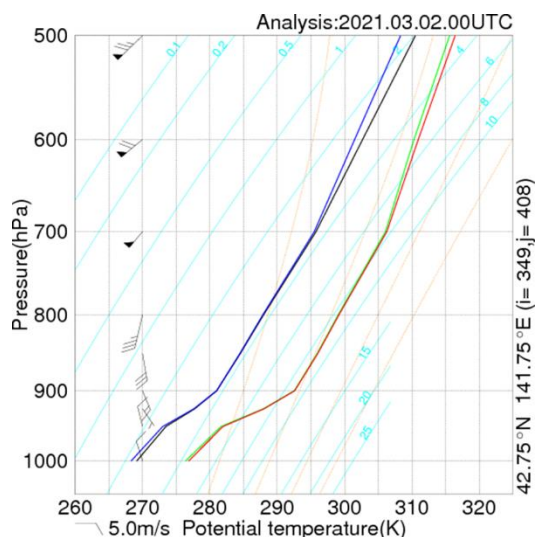
¹ 帯広測候所

² 新千歳航空測候所

(令和 5 年 7 月 31 日発行)

3. 使用したデータ

気象概況の調査には、地上天気図、850 hPa 高層天気図、気象庁メソ解析（以下、MA）の気温・温位・風向・風速を使用した。MA の水平解像度は 5 km である。観測された波の特性の調査には DRAW で観測されたドップラー速度、距離方向速度シア、航空気象実況データの前 10 分間平均風速（19R, 01L のものを使用）、および地上気圧（毎 6 秒値）を用いた。DRAW の仕様は別添 1、マイクロバーストおよびシアラインの検知方法は別添 2 にまとめている。なお、マイクロバーストは地表付近の発散域で積乱雲からの強い下降気流が地表に衝突して水平に噴き出す現象であるが、第 4 図に示すように、3 月 2 日未明から昼前にかけて新千歳上空では下層から中層まで絶対安定（飽和相当温位の鉛直勾配が正）であったことから（図は 2 日 00UTC のものだが、他の時刻も同様）積乱雲が発生したとは考えにくいいため、本研究ではマイクロバースト検知域を便宜上、「強発散域」と表現する。



第 4 図 3 月 2 日 00UTC の新千歳の温位エマグラム。MA より作成。黒線：温位，緑線：相当温位，赤線：飽和相当温位，青線：露点温度から求めた温位。単位はすべて K。

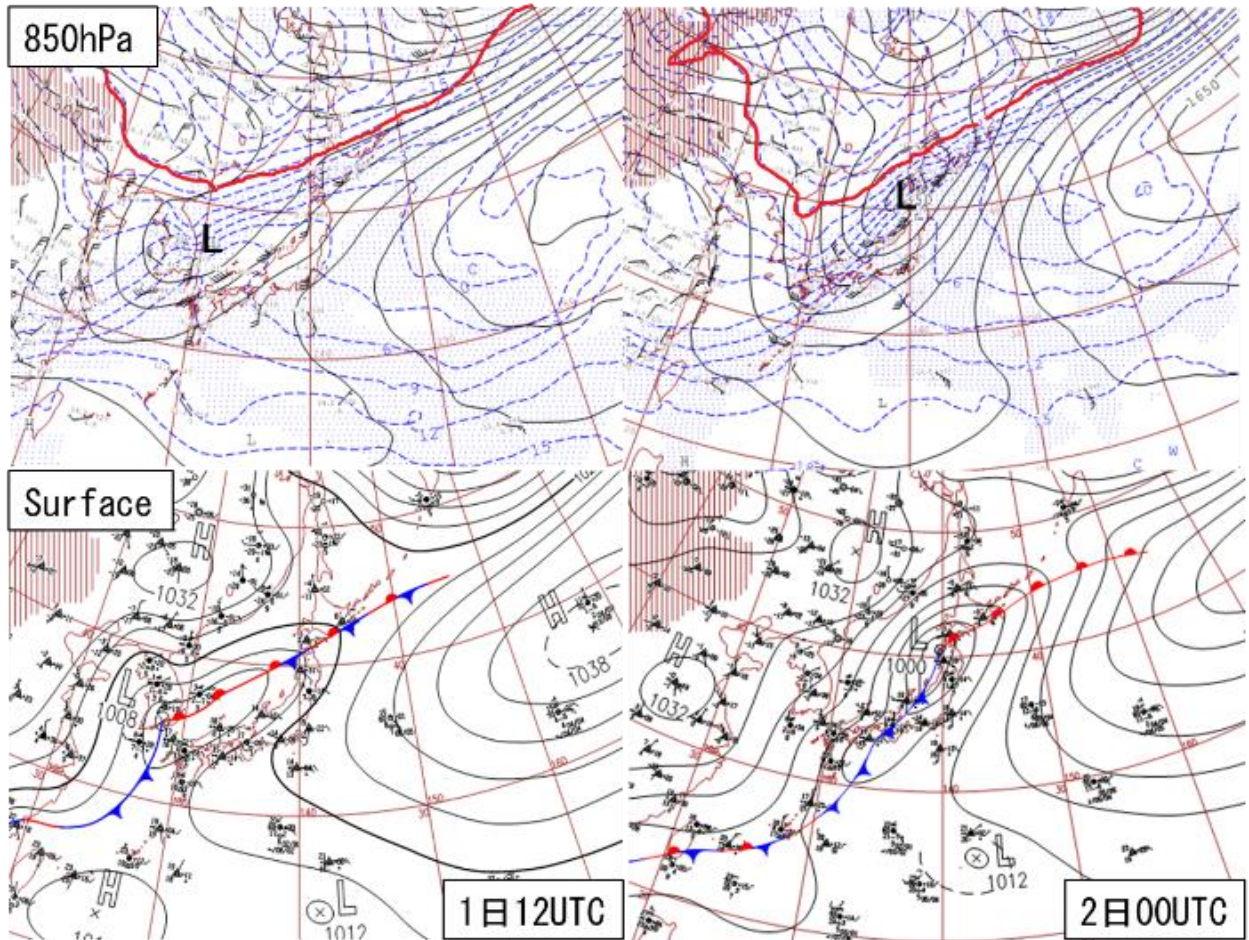
本事例の内部重力波は後述するように、水平波長が 3 km から 5 km で MA の水平解像度以下であり、解析には航空機自動観測データ等、時空間分

解能が詳細なデータを用いた調査が望ましい。しかし、当日は大雪によりほとんどの航空機が欠航したことにより、当該時刻の航空機自動観測データは得られなかった。そこで、波の発生・持続要因を明らかにするための環境場の調査には、MA に加え、気象庁局地数値予報モデル（以下、LFM）初期値の気温・温位・風向・風速・ジオポテンシャル高度、および新千歳から約 40 km 北西にある札幌管区気象台のラジオゾンデによる札幌高層気象観測データ（以下、札幌高層データ）を用いた。LFM の水平解像度は 2 km である。なお、LFM 初期値のデータは新千歳を中心とした半径 10 km 以内の格子で平均したものをを用いている。環境場の調査では、大気の静的安定度や水平風の鉛直シアに着目し、物理量には温位、プラントパイサラ振動数 (N)、リチャードソン数 (Ri) を用いた。なお、高層データは気温と風の特異点高度が必ずしも一致しないことから、同じ高度に対して気温と風のデータが両者存在するとは限らない。そこで、風の特異点高度の気温データは最も近い 2 点の気温データから線形補間することで作成しリチャードソン数の計算を行った。

4. 総観場

3 月 1 日 12UTC および 2 日 00UTC の総観場について述べる（第 5 図）。1 日 12UTC では朝鮮半島付近に温帯低気圧があり、東に停滞前線が延びている。2 日 00UTC にかけて、この温帯低気圧は日本海を進んで北海道に接近し、850 hPa では暖気側の南西風が強まり停滞前線は温暖前線に変質した。札幌では、2 日 00UTC において 850 hPa で -4.3 °C を観測しており、平年より約 7 °C 高い暖気が流入していた。また、この温暖前線は 2 日未明から昼前にかけて北海道の南側に位置していた。

次にこの温暖前線の構造に着目する。第 6 図に 1 日 12UTC から 2 日 03UTC における前線付近の水平・鉛直断面図を示す。温暖前線から北に傾斜する前線帯（おおむね温位が 276 K から 282 K の層）が北海道の南海上から石狩湾付近にかけて、850 hPa 付近まで形成されていた。その中で、北海



第 5 図 2021 年 3 月 1 日 12UTC および 2 日 00UTC の総観場。(上段) 850 hPa 高層天気図, (下段) 地上天気図。左から, 1 日 12UTC, 2 日 00UTC。高層天気図の実線は等高度線 (m), 点線は等温線 (°C), 地上天気図の実線は等圧線 (hPa)。高層天気図の赤線は札幌高層データの気温の平年値 (3 月の日平年) に最も近い値の等温線 (-12 °C 線) を示す。

道付近は 1 日 12UTC では地上から 925 hPa まで北風により寒気が流入していたが, 1 日 18UTC から次第に南風による下層暖気移流が強まり 2 日 03UTC にかけて前線帯が強化されていた。これに対応して, 新千歳周辺の上空では 925 hPa から 900 hPa 付近において前線帯に対応した安定層が形成, かつ北風と南風の鉛直シアが見られた。

Plougonven and Zhang (2014) は, 総観場として温暖前線北側の非地衡風成分が卓越する領域で内部重力波がよく観測されると述べている。また, 成田国際空港で内部重力波が観測された事例においても温暖前線北側に位置し, 風の鉛直シアを伴った安定層が形成されていた (Kusunoki *et al.*, 2000)。したがって, 本事例は先行研究の結果に類

似する点があり, 定性的に内部重力波が発生しやすい気象場であったと考えられる。

5. 観測された内部重力波の特徴

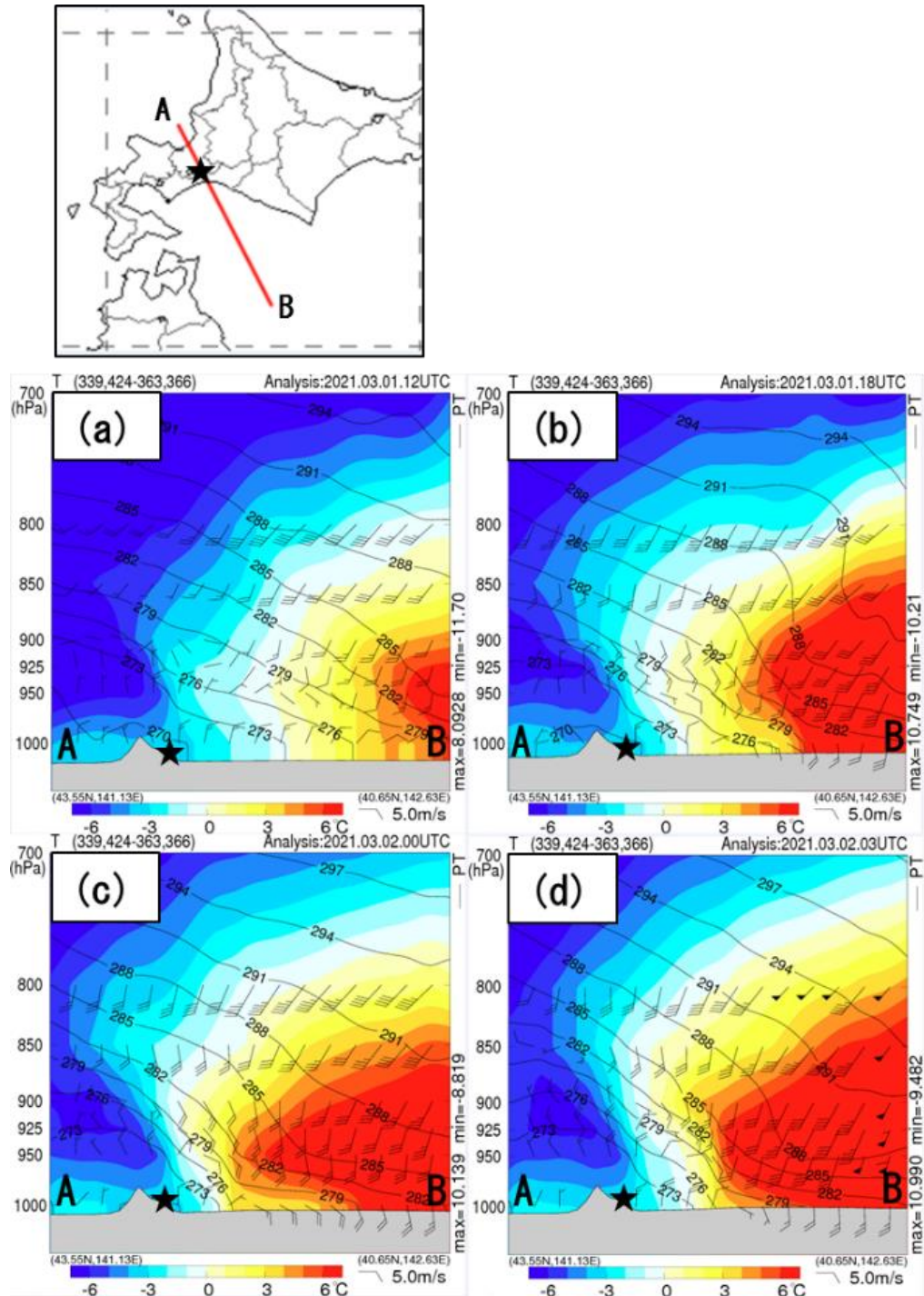
本章では, DRAW の観測から得られたドップラー速度・距離方向速度シアや, 地上気圧・風速の変動から, 観測された内部重力波についての特徴を述べる。

5.1 水平および鉛直構造

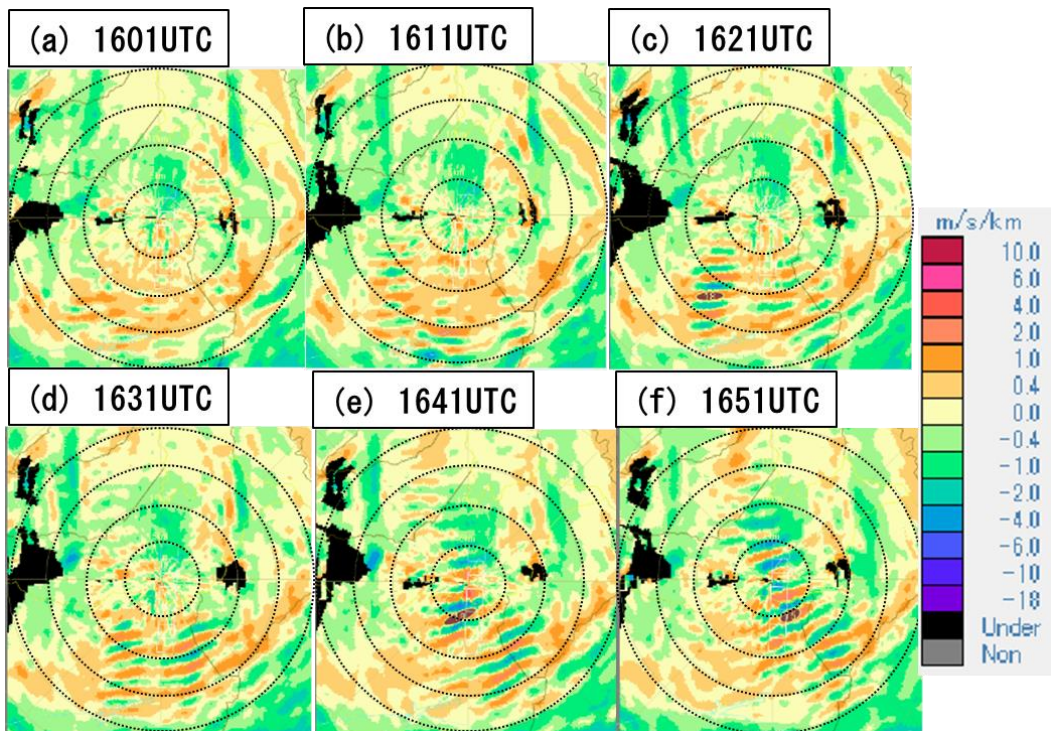
まず, 波の水平構造に着目する。第 7 図から第 9 図に波が観測され始めた時間帯 (発生期), 波の振幅のピーク時 (最盛期), 終息期における地上付近の距離方向速度シアの分布を示す。強発散域

が最初に検知されたのは 1 日 1621UTC であり、この時間帯から新千歳の南側で水平発散・収束を伴った波動，すなわち内部重力波が観測されていた。1651UTC には新千歳の北側においても顕在化

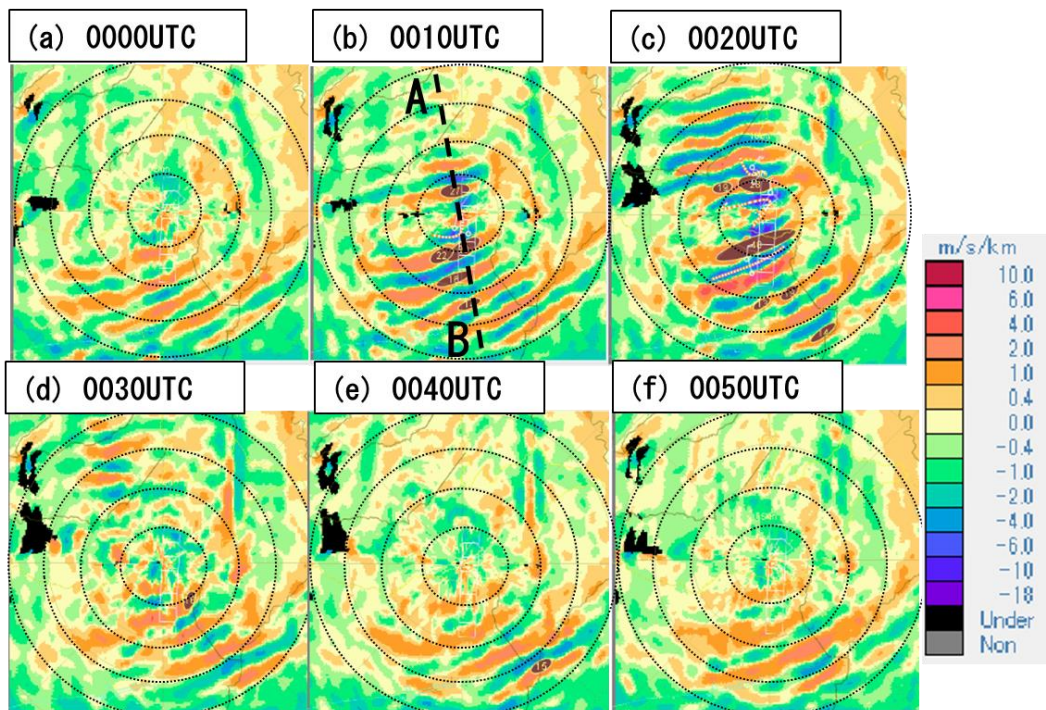
している(第 7 図)。この時間帯以降も断続的にはあるが、新千歳の南側を中心に波が観測され北側においても顕在化していった。2 日 0000UTC からは、発散・収束の大きさが最大となったことか



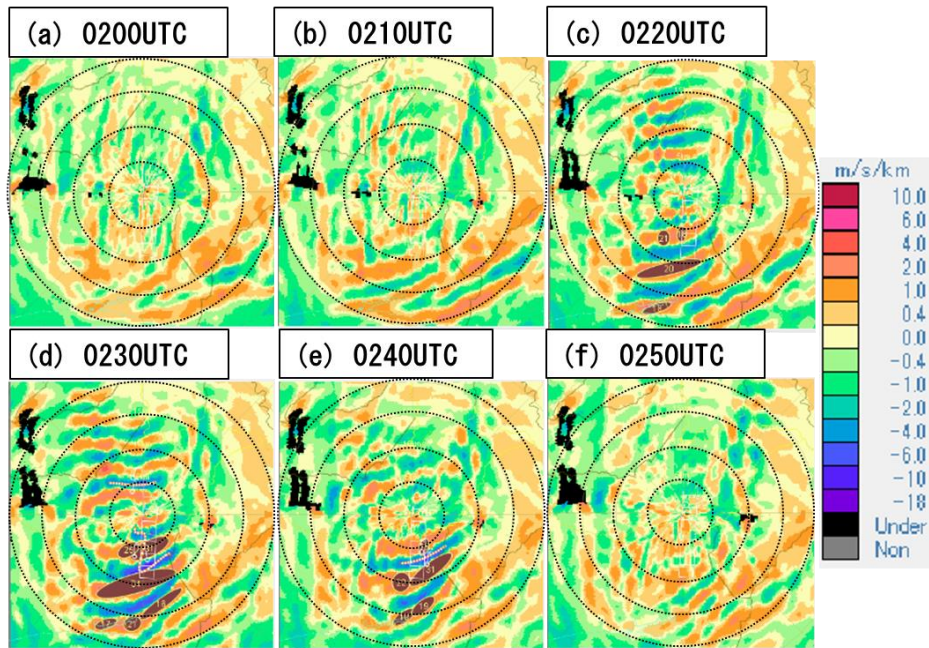
第 6 図 3 月 1 日 12UTC から 2 日 03UTC における北海道石狩湾から三陸沖までの気温、温位、風の水平・鉛直断面図。(a) 1 日 12UTC, (b) 1 日 18UTC, (c) 2 日 00UTC, (d) 2 日 03UTC. MA より作成。シェードは気温 (°C), 矢羽は風 (風速は m/s), 黒線は等温位線 (K)。温位は 3 K ごとである。切断面 AB を上段に、★は新千歳付近を示す。



第 7 図 3 月 1 日 1601UTC から 1651UTC まで (発生期). (a) 1601UTC, (b) 1611UTC, (c) 1621UTC, (d) 1631UTC, (e) 1641UTC, (f) 1651UTC. シェード, 強発散域, シアーライン, 同心円は第 1 図に同じ.



第 8 図 3 月 2 日 00UTC から 0050UTC まで (最盛期). (a) 0000UTC, (b) 0010UTC, (c) 0020UTC, (d) 0030UTC, (e) 0040UTC, (f) 0050UTC. (b) の黒破線は第 11 図の切断面を表す. シェード, 強発散域, シアーライン, 同心円は第 1 図に同じ.



第 9 図 3 月 2 日 0200UTC から 0250UTC まで (終息期). (a) 0200UTC, (b) 0210UTC, (c) 0220UTC, (d) 0230UTC, (e) 0240UTC, (f) 0250UTC. シェード, 強発散域, シアーライン, 同心円は第 1 図に同じ

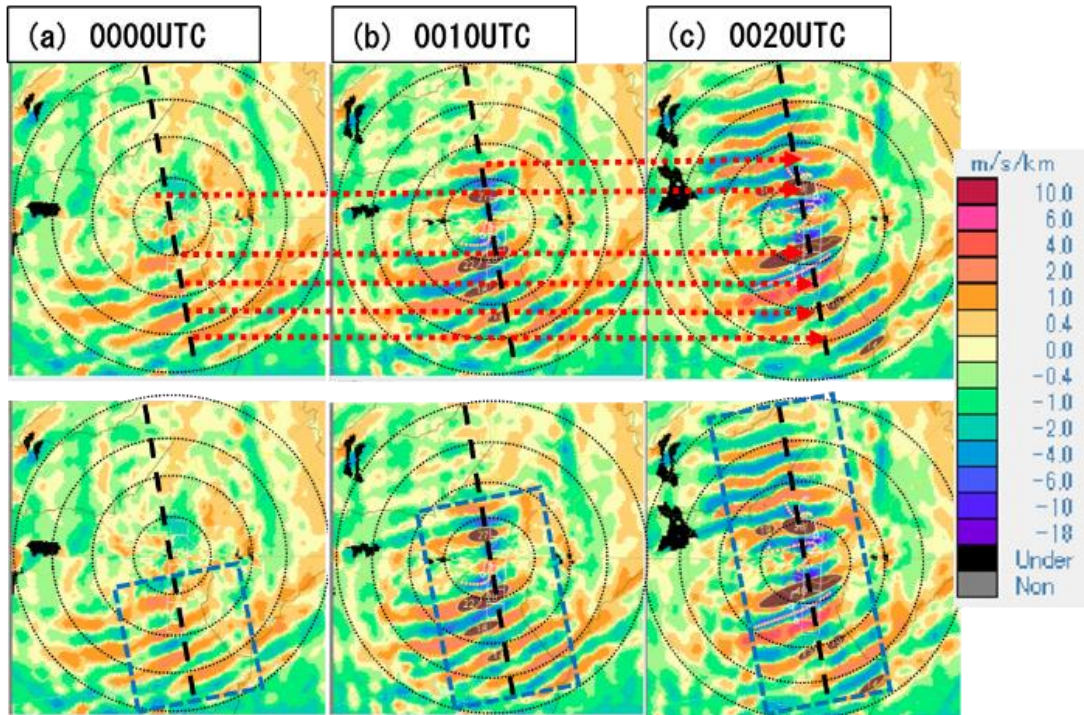
ら, 波の振幅はピークを迎えたと考えられる. この時間帯は新千歳の北側においても強発散域を観測するようになり, 最大で南北 20 km 圏内に広がった (第 8 図). 最後に波が観測されたのは 2 日 0240UTC 頃であった (第 9 図). ここで, 第 10 図に示すようにピーク時を例にとり, 波の位相と振幅の大きさの伝播の時間経過について考える. これを見ると, 発散・収束の位置がほぼ変わっていないことから, 波の位相も同様にほとんど停滞していたと考えられる. これは地上の環境風 (北風) の風速と波の位相速度 (北向き) が相殺していたためと推察される. 一方, 発散・収束の大きい領域は主に南から北に向かって広がっていることから, 波のエネルギーは北向きに伝播していたと考えられる. また, 水平波長はおおむね 3 km から 5 km であり, 波向は北北西・南南東を示していた.

次に, 波の鉛直構造に着目する. 第 11 図に波の最盛期における水平速度の水平・鉛直断面を示す. 水平速度が 0 の高度は南から北へ向かうにつれて高くなっており, この高度を境に下層は北風, 上層は南風で顕著な鉛直シアーが存在している. この速度場の中で, 地上から高度 0.6 km 付近に見ら

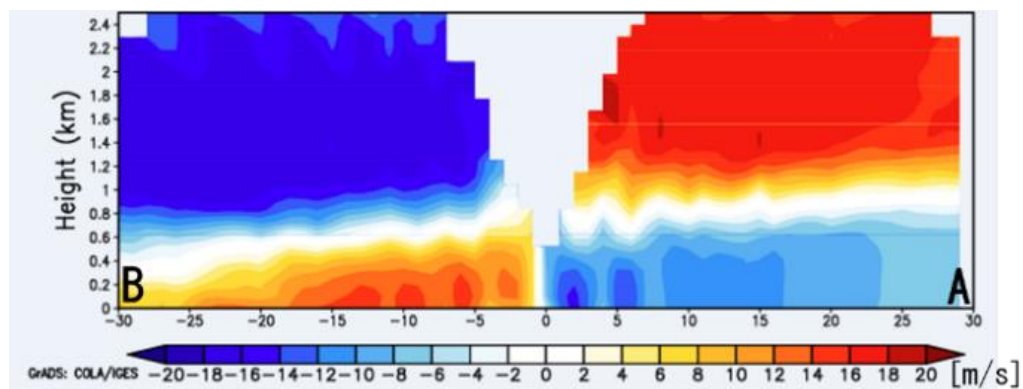
れる水平速度の位相に注目すると, 鉛直方向に直立, すなわち鉛直方向の波面の傾きがほとんどなかったことが分かる. 小倉 (1997) によれば, 同じ振幅を持って上方に伝播する波と下方に伝播する波が重なった場合は波面の傾きがないことから, 本事例においても波の重ね合わせが発生していたことが示唆される. 次に水平速度の大きさ (水平速度変動の振幅に相当) に着目すると, 地上から高度 0.2 km 付近には速度の極大がみられ, 高度 0.9 km 付近にかけて小さくなっていることが分かる. これは, 波の重ね合わせによる結果であり, 水平速度の極大は波の腹, 速度が 0 の位置は節に該当すると思われる.

これらのことから, 本事例の低層内部重力波の特徴をまとめると以下のようなになる.

- ・断続的ではあるが, 10 時間ほど持続.
- ・最大で, 南北 20 km 圏内に伝播.
- ・おおむね停滞波.
- ・波のエネルギーは北向きに伝播.
- ・水平波長はおおむね 3 km-5 km.
- ・波向は北北西・南南東.
- ・鉛直方向の波面の傾きがほとんどない.



第 10 図 3 月 2 日 00UTC から 0020UTC を例にした，内部重力波の位相，エネルギーの伝播の時間経過を表した解析図。(a) 0000UTC，(b) 0010UTC，(c) 0020UTC. 上段は位相の伝播を示し，発散域の同位相を赤点線矢印で結んでいる（収束域は略）. 下段はエネルギーの伝播を示し，発散・収束域を青点線で囲っている．黒点線は波向を表す．その他は第 1 図に同じ．



第 11 図 波の最盛期(3 月 2 日 0010UTC)におけるドップラー速度の水平・鉛直断面図．ドップラー速度 (m/s) は，暖色系が DRAW から遠ざかる方向，寒色系が近づく方向を表す．横軸は DRAW からの距離で正が北側，負が南側．切断面は第 8 図 (b) の黒破線である．

5.2 地上気圧・風速の時間変動

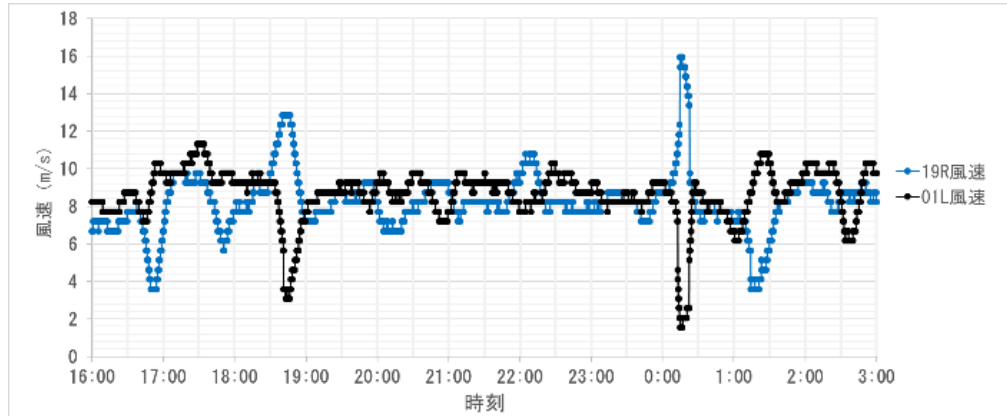
本節では内部重力波が観測された時間帯の地上風速や気圧変動の特徴を述べる．

第 12 図に 19R (北側感部) および 01L (南側感部) の風速変動を示す．19R の風速が強まって (弱まって) いる時刻には，01L の風速は弱まって (強まって) いることが分かり，風速の位相が南北で

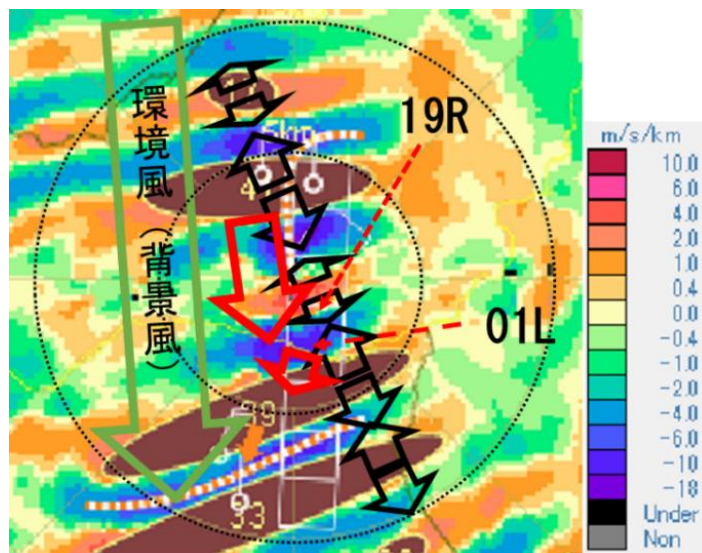
逆転している．この南北の風速差が最も大きくなった 2 日 0015UTC を例に挙げると，19R では北の風で 15.9 m/s，01L では東北東の風で 1.5 m/s を観測した．この時刻は第 1 図でも示したように新千歳付近での発散・収束の大きさが最大となっていた．第 13 図に示すようにより詳しくみると，DRAW 付近 (図の中心付近) で発散が，その南 2

km から 3 km 付近で収束が観測されている。観測される風は、環境場（背景場）の成分と重力波等の擾乱成分の和で表せられることを踏まえると、内部重力波に伴う発散・収束により 19R 側の風が

増大，01L 側が減少したことで風速差が顕著になったと考えられる。以上より，低層内部重力波は強い水平ウィンドシアを伴うことが本事例においても示された。



第 12 図 3 月 1 日 1600UTC から 2 日 0300UTC までの 19R および 01L の風速 (m/s)。青線：19R，黒線：01L。データは 6 秒ごと。



第 13 図 3 月 2 日 0015UTC を例にした，内部重力波によって風速差が発生する解析図。緑矢印は環境場の風，黒矢印は内部重力波による発散・収束に伴う風，赤矢印は 19R，01L で観測された風を示す。赤矢印・黒矢印の長さは風速を表す。その他は第 1 図に同じ。

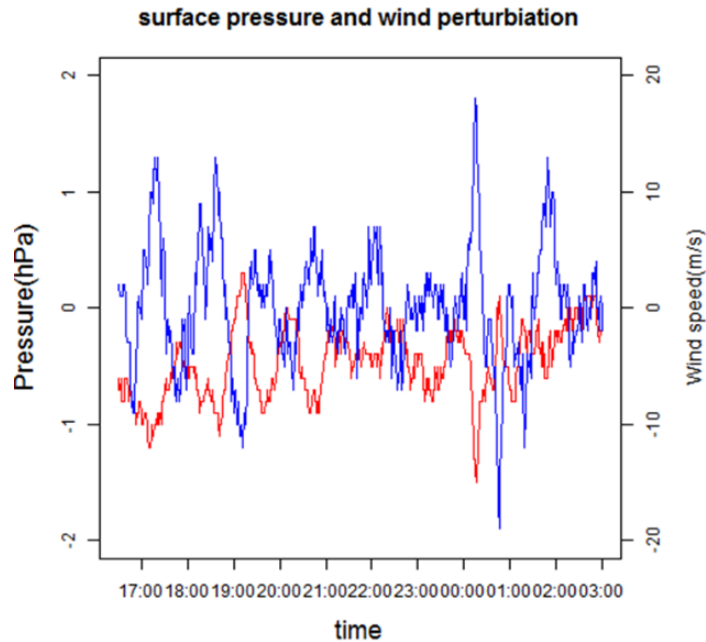
次に気圧と風速の周期に着目する。第 14 図に内部重力波が観測された時刻における地上気圧と地上風速の時間変動を示す。なお，トレンドを除去するためにデータに対して 30 分階差をとっている。これを見ると両者に 60 分ほどの周期性が見られることが分かる。これを定量的に示すためデータに対して，高速フーリエ変換を施したスペクトル密度を求めた（第 15 図）。周波数のピー

クは両者とも 0.014 から 0.018 (min^{-1}) で，周期に変換すると 55 分から 70 分となり，おおむね 60 分であることが示された。

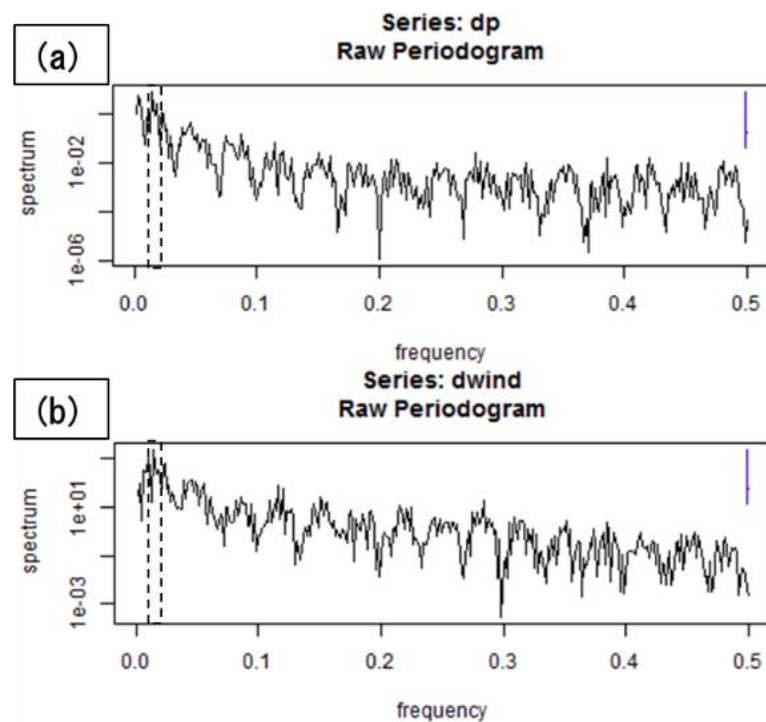
次に地上気圧と地上風速の位相関係に着目する。第 14 図によると，地上気圧変動の位相が風速変動に対して約 30 分（すなわち半周期）シフトしている。これを定量的に示すために両者の相互相関関数を求めた（第 16 図）。これを見ると，ラグ

がおおむね 30 分で相互相関関数が最大値を示している。地上気圧変動の位相が風速変動の位相に対して半周期だけシフトすることは内部重力波の理論的な位相関係と一致しており、これは

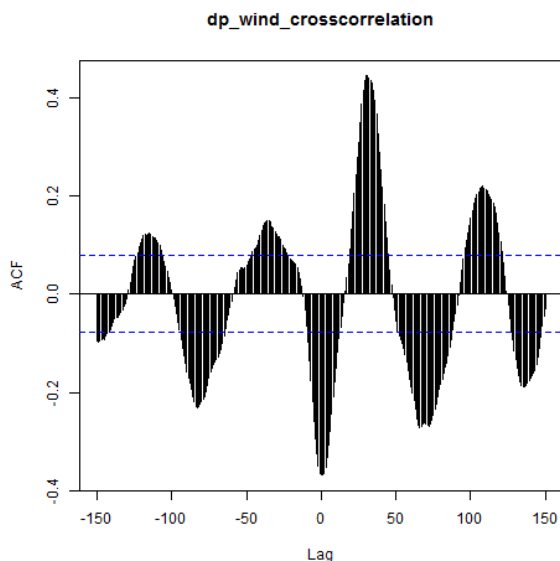
Kusunoki *et al.* (2000) も言及している。以上のことから、地上気圧変動と風速変動の位相関係からも内部重力波が観測されていたといえる。



第 14 図 3 月 1 日 16UTC から 2 日 03UTC までの新千歳における気圧および風速変動。赤線：気圧 (hPa)，青線：風速 (m/s)。データは 30 分階差をとり、風速は 19R のものを使用。また、データは 1 分ごとである。



第 15 図 新千歳の地上気圧および地上風速のスペクトル密度関数。(a) 地上気圧，(b) 地上風速。横軸：周波数 (min^{-1})，縦軸：スペクトル密度。破線で囲んだ領域はスペクトルピークを表す。



第 16 図 新千歳の気圧に対する風速の相互相関関数．横軸：ラグ（分），縦軸：相互相関関数．

6. 考察

6.1 発生要因（波源）

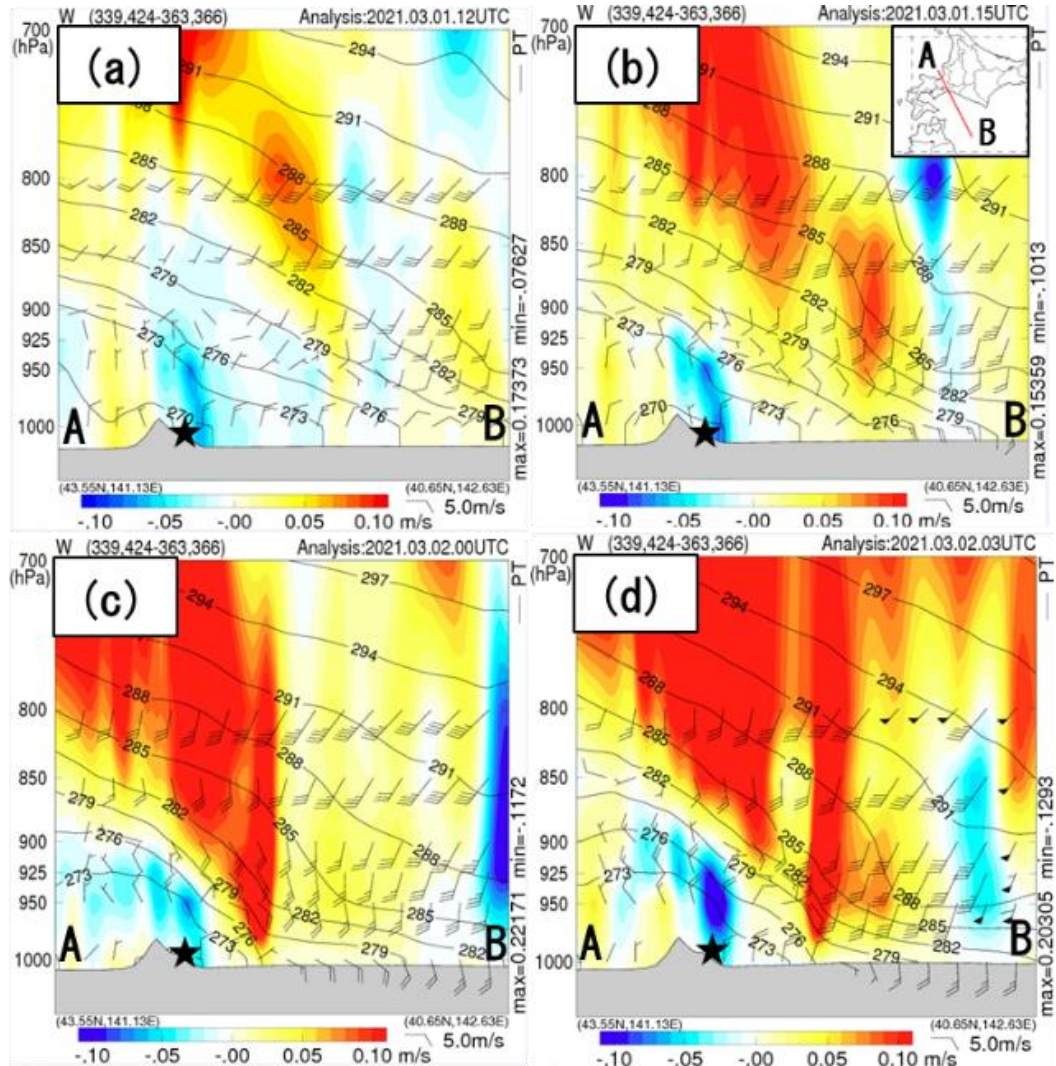
内部重力波は安定成層内での浮力振動によって発生した重力波であり，静水圧平衡や地衡風平衡といったバランスからはずれた場合に発生する．具体的に例を挙げると，①積乱雲における湿潤対流時の潜熱解放（例えば，外間ほか，2006），②山岳による地形性の強制上昇，③地峡風先端部分での跳ね水現象（例えば，村松，2018），④温暖前線北側（Plougonven and Zhang, 2014；Kusunoki *et al.*, 2000），で発生しやすい．本事例では，新千歳周辺やその南海上では気圧は安定していたこと（図略），新千歳の南海上に波源が存在した可能性が高く山岳波の発生は考えにくいこと，新千歳の南側は開けており地峡風の発生は考えにくいことから，①，②，③は発生要因として否定される．一方，北海道の南海上は温暖前線の北側であったことから，要因は④が考えられる．

第 17 図に前線帯を直角するように切断した鉛直速度，温位，風の水平・鉛直断面図を示す．1 日 12UTC では北海道の南海上では弱いながらも下降流が解析されているが，1 日 15UTC には南からの暖気移流に伴って前線帯付近で上昇流が解析されており，2 日 00UTC では温暖前線の接近に伴

い上昇流の位置が北海道に近づき，かつ強まっている．この上昇流が解析され始めた時刻は内部重力波の発生時刻，上昇流が強まった時刻は内部重力波の地上付近の振幅が強まった時刻とおおむね一致している．したがって，この上昇流が波源となって前線帯上を内部重力波が伝播したと考えられる．2 日 03UTC では温帯低気圧がやや東へ移動したことで，北海道付近は 900 hPa 以下で北風系の下層寒気移流に伴う下降流が強まっている．この時刻は内部重力波が観測されなくなった時刻とおおむね一致していることから，この下降流の強まりが内部重力波の伝播の弱まりに関与していると思われる．

6.2 顕在化・持続要因

内部重力波は大気中に満ちあふれているが，通常は振幅が小さいため，観測されることは少ない（加藤，2017）．しかし，5.1 節で述べたように，本事例では最大で南北 20 km 圏内で広がり，断続的で強弱はあるものの 10 時間に渡って観測された．また，鉛直方向の波面の傾きがほとんどなかったことから，波の重ね合わせが発生していたことが示唆される．したがって，何らかの要因により地上付近にウェーブダクトが形成され，そこに



第 17 図 3 月 1 日 12UTC から 2 日 03UTC における北海道石狩湾から三陸沖までの鉛直速度，温位，風の水平・鉛直断面図. (a) 1 日 12UTC, (b) 1 日 15UTC, (c) 2 日 00UTC, (d) 2 日 03UTC. MA より作成. 矢羽は風（風速は m/s），黒線は等温位線（K）. 温位は 3 K ごとである. シェードは鉛直速度（m/s）で暖色系が上昇流，寒色系が下降流を表す. 切断面や★は第 6 図に同じ.

波がトラップされることで波の重ね合わせが発生し，内部重力波が顕在化・持続した可能性が高い. ウェーブダクトとは，高度 1 km から 2 km にある温位一定の中立層により内部重力波が上方に伝播できずに閉じ込められる層（加藤，2017）のことをいう. 本節ではこのウェーブダクトの形成メカニズムについて考察する.

Lindzen and Tung (1976) によると，地上付近に内部重力波のウェーブダクトが形成される条件として，以下の 4 点があるとしている.

- ① 地上付近に安定層が存在
- ② 安定層の厚さが，鉛直波長の少なくとも 1/4 以

上

- ③ 低層の安定層の直上に不安定層もしくは中立に近い層が存在する.
- ④ 中立層や不安定層の中，もしくは上に臨界高度（Ralph *et al.*, 1993）がある.

まず，③について補足する. 内部重力波の水平方向の対地位相速度は以下の式で与えられるように，環境場のプラントバイサラ振動数（N）で規定される.

$$c = \bar{v} + \frac{N}{\sqrt{k^2 + n^2}} \quad (1)$$

ここで， \bar{v} は内部重力波の波向に平行な成分の環

境風の風速 (m/s), k は水平波数 (m^{-1}), n は鉛直波数 (m^{-1}) である. 第 1 式の第 2 項に着目すると, 不安定層 (N が虚数) や中立層 (極端に言えば $N = 0$) では波が鉛直方向に伝播できず, 安定層内にトラップされる. 次に④について補足する. 臨界高度 (critical level) とは, 波の対地位相速度 (c) と環境風 (波向と平行な成分: \bar{v}) の風速が一致する高度のことである.

また, ④の条件に加えて, 臨界高度付近の波の振る舞いは環境場のリチャードソン数 (Ri) に依存するとされ, Ri が 0.25 未満を満たした場合は臨界高度付近で反射される (Lindzen and Ronsenthal, 1983).

以上のことを踏まえて, 本事例の環境場がこれらの条件を満たし, ウェーブダクトが形成されていたかを議論する. なお, 本事例の波向はほぼ南北方向であったので, \bar{v} には南北風速を使用し, 波は停滞している時間が長かったので, $c = 0$ とした.

第 18 図に内部重力波が観測された時刻における新千歳付近の温位, N , v の鉛直プロファイルを示す. まず, 条件①および③について考察する. 温位の分布から, どの時刻においても高度 300 m から 900 m 付近までは鉛直勾配が大きく, 安定層が形成されている. また, 900 m 付近よりも上層は鉛直勾配が小さくなり, 比較的中立に近い層が形成されている. したがって, 条件①および③は満たしていたといえる. また, N の最大値に着目すると 1 日 15UTC から 2 日 00UTC にかけて, 高度 600 m 付近で大きくなっていることから, 安定層が強化されていることが分かる. これは第 6 図に示したように地上付近の冷気層の上層に暖気が流入し前線帯が強化されたことに対応していると考えられる.

次に条件②について考察する. 鉛直波長は第 1 式を変形して求めることができる. 前述したように $c = 0$ とし, \bar{v} は第 12 図から代表感部である 19R の風速を期間内で時間平均したものを環境風の風速と考えれば, $\bar{v} \sim 8$ m/s (北風を負) と推定できる. 水平波数 k は水平波長が約 4 km であったことから,

$$k = \frac{2\pi}{4 \times 10^3} \sim 1.6 \times 10^{-3}$$

となる. N は第 18 図から期間内の最大値である 2.3×10^{-3} (s^{-1}) を用いた. 第 1 式を変形し, これらの値を代入すると, 鉛直波長は,

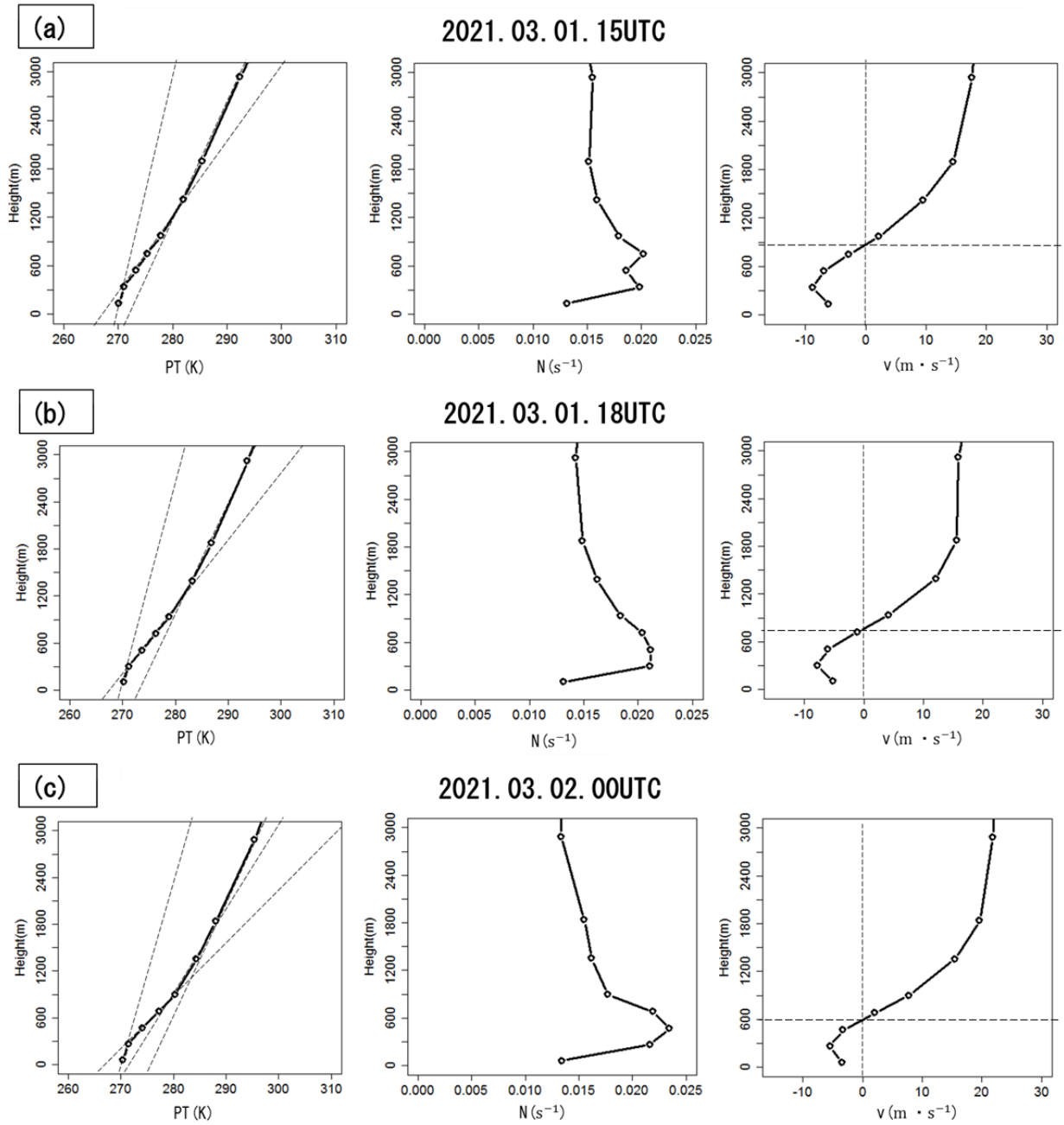
$$\lambda_z = \frac{2\pi}{\sqrt{\left(\frac{N}{c-\bar{v}}\right)^2 - k^2}} \sim 2.6 \times 10^3$$

と求められる. この 1/4 は 650 m であり, 安定層の厚さは前述したように約 900 m であったことを踏まえると, 条件②も満たしていた可能性がある.

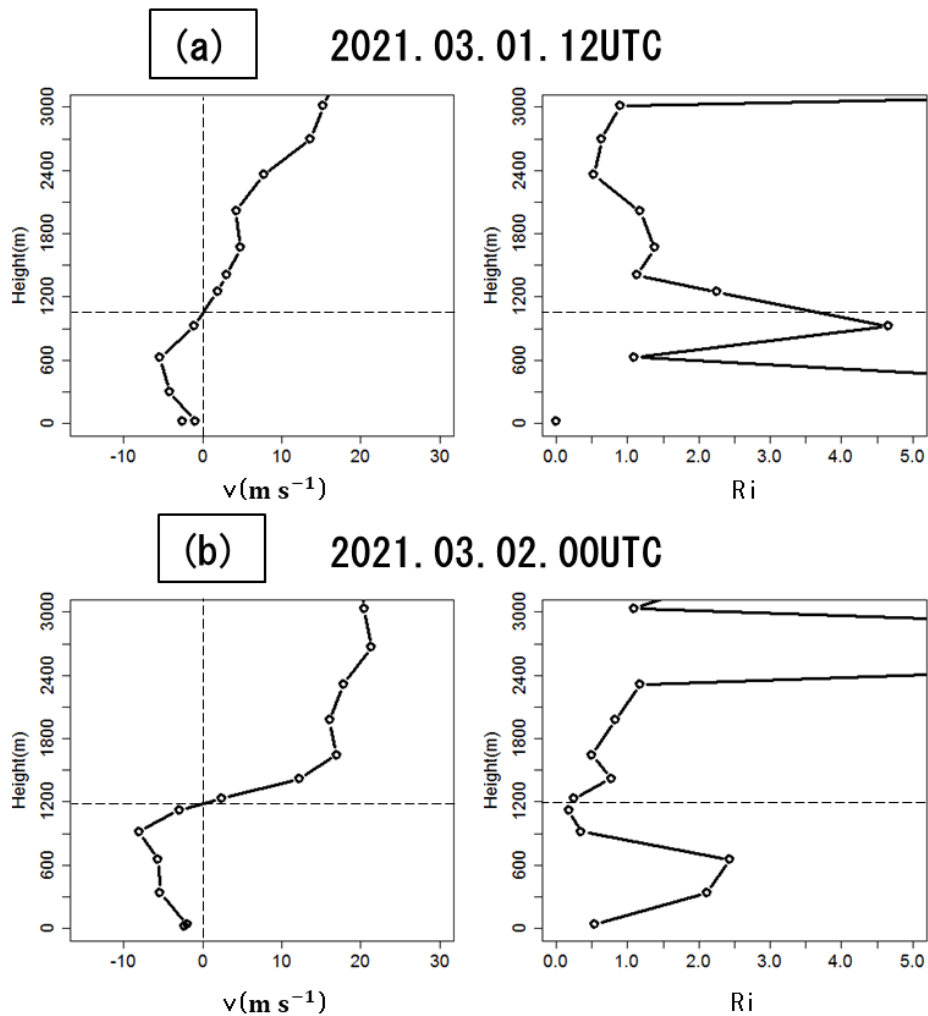
次に条件④について考察する. 南北風速 0 の高度 (すなわち, $c = 0$ であるこの波の臨界高度) は 600 m から 900 m 付近に形成され, 1 日 15UTC から 2 日 00UTC まで存在していたことが分かる. これは, 第 11 図からも確認できる. また, 臨界高度の位置に着目すると, 第 18 図よりどの時刻においても中立層ではなく安定層の中に存在していたため, 臨界高度の位置は条件④と一致はしていない. しかし, LFM の鉛直解像度の制約から温位の鉛直分布を細かく表現できず, 実際には臨界高度は中立層に位置し条件④を満たしていた可能性はあると思われる.

最後に, 臨界高度付近での波の振る舞いを調べる. なお, 鉛直分解能が 200 m よりも粗いデータから計算した Ri は K-H 波発生の指標にならない (Browning, 1971) ため, 波の種類は異なるが, LFM ではなく臨界高度付近の鉛直分解能が 200 m よりも細かい札幌高層データを用いて議論を行う. 第 19 図に札幌高層データから計算した v , Ri の鉛直分布を示す. 第 19 図から臨界高度付近の Ri は 1 日 12UTC では 0.25 よりも大きい, 2 日 00UTC では高度 1100 m から 1200 m 付近で約 0.18 から 0.24 と 0.25 未満であった.

以上から, 条件①から④に合致していたこと, および臨界高度付近の Ri の値から, 波の反射条件が満たされたことによって地上付近においてウェーブダクトが形成され, 波がダクト内にトラップされることで波の重ね合わせが発生し, 内部重力波が顕在化および持続した可能性がある.



第 18 図 3 月 1 日 15UTC から 2 日 00UTC における新千歳付近の (左) 温位, (中央) ブラントバイサラ振動数, (右) 南北風速の鉛直プロファイル. (a) 1 日 15UTC, (b) 1 日 18UTC, (c) 2 日 00UTC. LFM 初期値より作成. 縦軸は高度 (m). 温位には勾配の変化を, 南北風速には 0 m/s の高度を明瞭に示すために破線を加えている.



第 19 図 3 月 1 日 12UTC および 2 日 00UTC における札幌の (左) 南北風速, (右) リチャードソン数の鉛直プロファイル. (a) 1 日 12UTC, (b) 2 日 00UTC. 札幌高層データより作成. 縦軸は高度 (m). 破線は臨界高度を表す.

7. 予報上の着目点

本研究でも示されたように低層内部重力波は、強い水平ウィンドシアを伴うことから航空機の運航に大きな影響を与える。直接内部重力波を予測することは難しいが、環境場を整理することにより発生・持続する可能性を把握し、より適切な気象解説を行うことができる。

本研究や先行研究の結果から、総観場では、①温暖前線北側かどうか、②その気圧場が持続するかどうか、を把握しメソスケールの場合では、①地上付近の安定層、②風の鉛直シア、に着目することが有効であると考えられる。

なお、本研究で得られた知見は気象解説等に利

活用するために、新千歳空港飛行場予報ハンドブックに掲載した (第 20 図)。

8. まとめ

本研究では、2021 年 3 月 2 日未明から昼前にかけて新千歳の DRAW で観測された低層内部重力波の事例解析を行った。

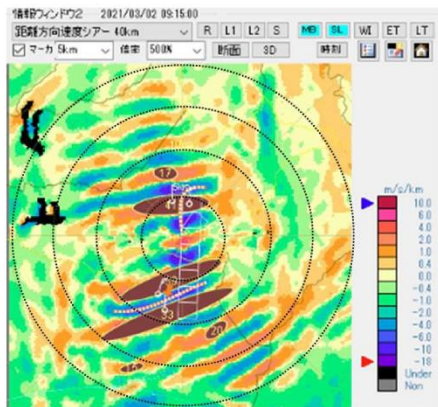
本事例の低層内部重力波の特徴を挙げると以下ようになる。

- ① 断続的ではあるが 10 時間ほど持続し、水平波長はおおむね 3 km から 5-km で周期は約 60 分であった。

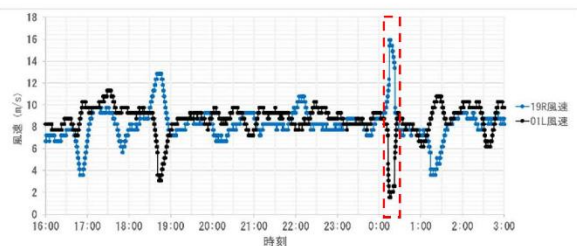
3-7 低層内部重力波 (令和3年度札幌管区気象研究会誌)

2021年3月2日未明から昼前にかけて、地上付近でDRAW観測による顕著な水平発散・収束を伴った波動、すなわち低層内部重力波が観測された(第1図)。また、この内部重力波の発生に伴って、強い南北ウィンドシア어도観測された(第2図)。この内部重力波の解析を行った結果、発生・持続には以下の点に着目するのが有効であることが示された。

- ① 温暖前線北側に長時間位置(第3図)、②鉛直シア어를伴った安定層が形成(第4図)、③地上付近に導波管が形成(本事例では臨界高度での波の反射)

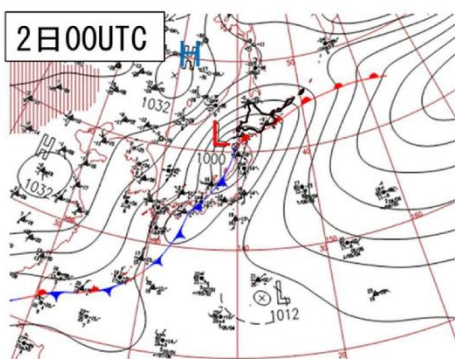


第1図 3月2日0015UTCのDRAW観測の距離方向速度シアア
暖色系は水平発散、寒色系は水平収束
単位はm/s/km。黒点線は5kmごとで、中心は新千歳。
この時刻に内部重力波の振幅がピークを迎えたと考えられる。

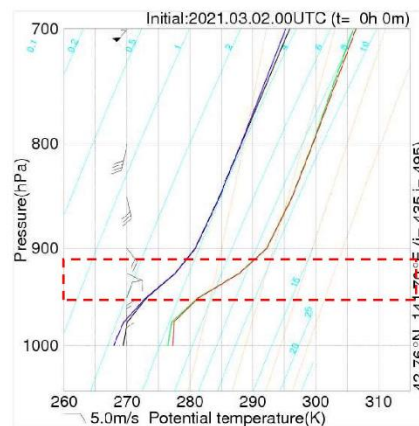


第2図 内部重力波が観測された時刻における南北感部の風速時系列

青線：19R風速、黒線：01L風速 単位はm/s
内部重力波発生に伴う水平発散・収束により、19Rと01Lの風速差が確認され、2日0015UTCのように発散・収束が強まったときには両者の風速差が14m/sほどと大きくなっていた(赤点線)。



第3図 3月2日00UTCの地上天気図
北海道の南海上にある温暖前線は長時間停滞していた。



第4図 新千歳の温位エマグラム(LFM2日00UTC初期値)
上空では925hPa付近に鉛直シア어를伴った安定層(赤点線内)が形成されていた。

- ② おおむね停滞波であったが、波のエネルギーは最大で南北方向 20 km 圏内に伝播していた。
- ③ 鉛直方向の波面の傾きがほとんどなかった。
- ④ 強い水平ウィンドシアアを伴った。
- ⑤ 地上気圧変動と風速変動の位相関係は内部重力波の理論的關係と一致していた。

また、本事例の低層内部重力波の発生・顕在化・持続メカニズムは、以下のとおりまとめることができる。

- ① 日本海を進む温帯低気圧からのびた温暖前線が北海道の南海上にあり、この温暖前線から北に傾斜した前線帯付近の上昇流が波源となって、前線帯中を内部重力波が伝播した。この温暖前線の位置がほとんど変わらなかったことから、繰り返し内部重力波が発生しやすい総観場だった。
- ② 新千歳付近には下層において前線帯に対応した安定層、かつ風の鉛直シアアが見られ、その上層には比較的中立な層があった。また、臨界高度が形成され、この高度付近では Ri が 0.25 未満であった。臨界高度が中立層の中に位置していた可能性があることを踏まえると、波の反射条件が満たされたことにより地上付近にウェーブダクトが形成され、波がダクト内にトラップされることで波の重ね合わせが発生し、内部重力波が顕在化・持続した可能性がある。

本研究では、ウェーブダクトの形成メカニズムを調べるために、LFM の他に新千歳から約 40 km 北西にある札幌管区気象台の高層データを解析に使用したが、新千歳により近く、かつ鉛直分解能が高い航空機自動観測データを用いた解析が理想である。

本研究で得られた知見は気象解説等に利活用するために、新千歳空港飛行場予報ハンドブックに掲載した。

謝辞

本稿をまとめるにあたり、札幌管区気象台の竹田康生気象防災部長をはじめ、新千歳航空測候所や帯広測候所の皆様には多数の有益なご意見を

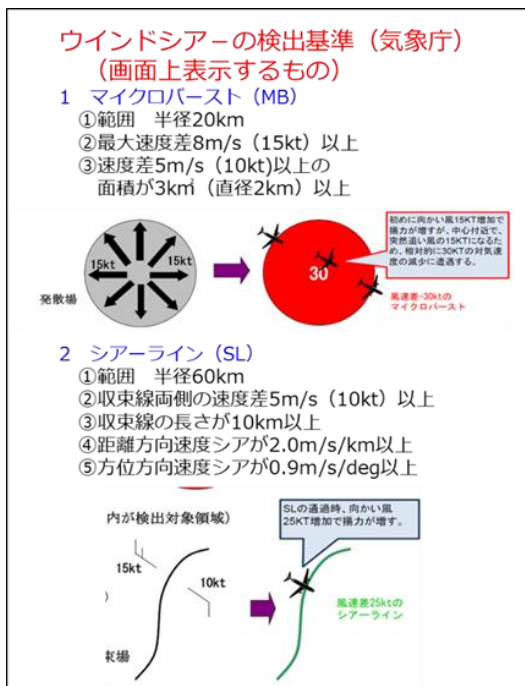
頂きました。ご協力頂いた皆様に感謝申し上げます。また、DRAW データを用いた解析には、気象庁気象研究所で開発された「Draft」を使用しました。この場を借りて関係者の皆さまにお礼申し上げます。

参考文献

- Browning, K. A. (1971) : Structure of the atmosphere in the vicinity of large-amplitude Kelvin-Helmholtz billows. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **97**, 283-299.
- 外間宏信, 平野裕, 裁吉信 (2006) : 2006 年 8 月 29 日に沖縄本島地方で観測された内部重力波の特徴をもった気圧低下現象について. 平成 18 年度沖縄管内気象研究会誌, 13-15.
- 加藤輝之 (2017) : 図解説 中小規模気象学. 気象庁, 316pp.
- Kusunoki, K., H. Eito and K. Akaeda (2000) : A Case Study of Low-level Internal Gravity Waves using Doppler Radar and ACARS. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 511-525.
- Lindzen, R. S. and K. K. Tung (1976) : Banded convective activity and ducted gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1602-1617.
- Lindzen, R. S. and A. J. Rosenthal (1983) : Instabilities in a stratified fluid having one critical level. Part III: Kelvin-Helmholtz instabilities as overreflected waves. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 44-63.
- 村松貴有 (2018) : 2016 年 6 月 28 日に函館沖津軽海峡で発生した低層波状雲の事例解析. 気象庁研究時報, **67**, 21-46.
- 小倉義光 (1997) : メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215 pp.
- Plougonven, R. and F. Zhang (2014) : Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts, *Reviews of Geophysics*, **52**, 33-76.
- Ralph, F., M. Crochet and S. V. Venkateswaran (1993) : Observations of a mesoscale ducted gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3277-3291.

別添 1 DRAW の仕様

項目	仕様
送信周波数	5340MHz
観測レンジ	120km
アンテナ径	7m
距離分解能	150m
方位分解能	0.7°
測風範囲	±50m/s



別添 2 マイクロバーストおよびシアーラインの検出基準. 本研究ではマイクロバースト検知域を「強発散域」と表現.