

孤立積乱雲内の降水コアと雷活動
(Precipitation Core and Lightning Activity in an Isolated
Convective Storm)

諸田 雪江
(MORODA, Yukie)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文
博士（理学）

(A dissertation for the degree of Doctor of Science
Department of Earth and Environmental Sciences,
Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University)

2022 年

要旨

日本の夏季において、積乱雲が急速に発達し、局地的な大雨や突風、落雷などの激しい気象現象が起こることがある。従来、このような積乱雲の構造を説明する時には、1つの上昇流と下降流によって形成される降水域を示すセルという概念が用いられてきた。気象レーダーで積乱雲を観測すると、その内部には強い反射強度を示す領域が存在する。その領域は降水コアと呼ばれ、その三次元的な構造や時間変化は、気象レーダーの発展と共に解明されてきた。近年、2-5分間隔で積乱雲内のボリュームスキャンを行うレーダーを用いた観測により、降水コアの寿命は15分程度であること、上空で形成された降水コアが落下することにより地上では局地的大雨が発生することなどが明らかとなった。しかしながら従来の気象レーダーでは、わずか15分程度の寿命で地上に局地的大雨をもたらす降水コアの時間発展を捕らえることが難しかった。そこで、わずか30秒で積乱雲内のボリュームスキャンが実行できるフェーズドアレイ気象レーダー（PAWR）が開発され、近畿地方には2台のPAWRが配備された。そのため、この地方では2台のPAWRの反射強度だけではなく、デュアルドップラー解析による風ベクトルが得られる。また、Broadband Observation network for Lightning and Thunderstorm (BOLT)の雷観測ネットワークも運用されており、この観測装置によって雷放電による電磁波放射源の三次元的な位置情報を得ることができた。従って、近畿地方では積乱雲内の降水コアと上昇流の詳細な時間変化と併せて、雷活動の三次元的な時間変化の観測データを得ることができた。

本研究では、局地的な大雨をもたらした2015年8月7日に近畿地方で発生した孤立積乱雲を解析対象とし、2台のPAWRの観測データを用いて、積乱雲内の降水コアと上昇流の詳細な時間変化について調べた。そして、その解析結果に基づき、積乱雲の構造を降水コアと上昇流で説明する新しい概念を提案することを目的の1つとする。

次に、積乱雲の構造を降水コアという単位で着目した時、その時間発展は雷活動分布の鉛直変化とどのような関係があるのかについて調べた。積乱雲内において、より強い反射強度を示す降水コア領域には雷発生に重要な役割を担う霰が含まれており、降水コアの時間発展は積乱雲内での雷活動にも影響していることが考えられる。積乱雲上部で観測される特徴的な雷活動の1つとして、わずか5分程度の間に雷活動の中心位置が急上昇する **Lightning bubble** と呼ばれる現象がある。**Lightning bubble** はどのような積乱雲の内部構造の時間変化によって発生するのか、そのメカニズムはよく解っていない。降水コアの詳細な時間変化を調べることにより、**Lightning bubble** の発生メカニズムを明らかにすることを2つ目の目的とする。

はじめに、観測された孤立積乱雲の詳細な構造を説明するため、降水セル、降水コア、および上昇流コアを次のように定義した。降水セルは高度 2 km 以上の領域で反射強度 40 dBZ 以上の三次元的に連続した領域、降水コアは降水セル成熟期における平均反射強度からの偏差が +7 dBZ 以上の三次元的に連続した領域、上昇流コアは高度 2 km 平面において上昇流が 1 m/s 以上の連続した領域と定義した。

解析した孤立積乱雲は、上述した定義で判別すると単一セルだった。この降水セルの成熟期 49 分間には、9 個の降水コアと 5 個の上昇流コアを識別することができた。降水コアは、1 つの比較的規模が大きく長寿命な上昇流コアと、その上昇流コアから分岐した 3 つの上昇流コアの周辺で次々と発生しており、それらの上昇流コアは南西、もしくは南東方向へ移動していた。最も長く観測された上昇流コアの寿命は 73.5 分だったのに対し、観測された降水コアの寿命は 4.5–14.5 分だった。識別された複数の上昇流コアは次々と発生し、下層での南西風の流入によってもたらされた水蒸気を降水セルへと継続的に供給していた。すべての上昇流コアから見積もられた水蒸気供給量は、降水セル体積と比例しており、その相関係数は 0.75 だった。このように、高

時空間解像度の観測データを用いることで、1つの降水セルが複数の降水コアと複数の上昇流コアから構成されていたこと、降水コアと上昇流コアはお互いに影響し合いながらも、それぞれ異なる時間発展を遂げることを示した。

次に、高時空間解像度の観測データを用いることで明らかになった降水コアの時間発展と、積乱雲上部での雷活動の鉛直変化との関係について調べた。雷の観測に用いた BOLT は、雲間雷と対地雷の放電路から放出される LF 帯の電磁波を検知する 11 個のセンサで構成されている。雲間雷や対地雷が雷雲内外を進展する時に放出される電磁波を複数のセンサで観測し、各センサに到達した時間差から三次元的に放電源を決定することで、雷の放電路をある程度再現することができる。本研究では、一連の雷の中で最初に観測された放電源を放電開始点とし、放電開始点が時間と共に上昇するものを Lightning bubble と定義した。そして、Lightning bubble 発生時の降水コアと雷雲内のエコー構造の時間発展について調べた。

降水コアの上端高度が最も高い高度に到達し、次第に落下する時、降水コア上部の弱いエコー領域は、降水コアの上昇に引き続き上昇する現象が見られた。上昇するエコー領域は、反射強度が小さな領域ほど長い時間上昇し、より高い高度まで到達していた。本研究では、この現象を Upward reflectivity pulse (URP) と命名する。雷雲内では成熟期から衰退期にかけての 1 時間に 9 個の URP が検出され、各 URP の上昇を追跡できた平均時間は 3.9 分だった。反射強度を弱めながら上昇する 9 個の URP の上端付近では、URP と共に上昇する放電開始点が見られ、URP と時間的に対応した 9 個の Lightning bubble が観測された。これらの観測結果は、URP が上昇する時に常に URP の上端付近で電界強度が強まっていることを示唆している。つまり、強い上昇流によって上空に形成された降水コアには様々なサイズの霰粒子が含まれており、降水コア内の比較的大きな霰が落下する一方で、URP の上端付近では比較的小きな霰と氷晶が

上昇し続け、落下速度の違いによって霰と氷晶が連続的に鉛直方向に分離することで、より高高度で電界強度が強まり、**Lightning bubble** が起きていたことが推察できる。

本研究では、フェーズドアレイ気象レーダーによる高時空間解像度の観測データを用いることで、従来、降水セルと上昇流が一对一で対応すると考えられてきた積乱雲の詳細な構造を、降水コアと上昇流コアで説明する新しい概念モデルを提示した。そして、解析対象とした孤立積乱雲は、複数の降水コアと複数の上昇流コアで構成されており、降水コアと上昇流コアは互いに影響を与え合いながらも異なる時間発展を示すことを明らかにした。このように、降水セル内の細かな構造である降水コアの短時間変化を明らかにすることで、雷活動の時空間変化との比較が可能となり、**Lightning bubble** は降水コア急発達後の数分間のみ、積乱雲上部を上昇する **URP** によって発生していることを示した。

目次

1. はじめに

1.1 積乱雲内における降水セルの構造に関する先行研究

1.2 積乱雲上部での雷放電の発生に関する先行研究

1.3 本研究の目的

2. 観測データと解析方法

2.1 フェーズドアレイ気象レーダーとその他の気象観測データ

2.2 多地点 LF 帯センサネットワーク (BOLT)

2.3 レーダー反射強度と風解析データの作成手法

2.4 降水セル・降水コア・上昇流コアの定義と追跡手法

2.5 降水コア上部を上昇するエコー領域の最高地点追跡方法

3. 積乱雲発生時の環境場 (2015 年 8 月 7 日)

4. 積乱雲の詳細な構造と時間発展

4.1 降水セル・降水コア・上昇流コアの特徴

4.1.1 降水セルの特徴

4.1.2 降水セル内で検出された降水コアの特徴

4.1.3 降水セル内で検出された上昇流コアの特徴

4.2 発達する降水コアの三次元構造

4.3 降水コアと上昇流コアの関係

4.4 降水セル・降水コア・上昇流コアの構造のまとめ

4.5 降水セル・降水コア・上昇流コアに関する考察

4.5.1 降水セル・降水コア・上昇流コアの閾値依存性

4.5.2 降水コアの発達・衰退メカニズム

5. 降水コアの時間発展と雷放電の発生

5.1 URP と lightning bubble の鉛直発展

5.2 URP と放電開始点の詳細な時間発展

5.3 降水コアの時間変化と積乱雲上部での発雷に関する考察

5.3.1 lightning bubble の発生メカニズム

5.3.2 URP を発生させる降水コアの時間変化

6. まとめ

付録 A フェーズドアレイ気象レーダーと XRAIN との比較

謝辞

参考文献

図・表

1. はじめに

1.1 積乱雲内における降水セルの構造に関する先行研究

積乱雲の構成を説明する際に使用される基本的な要素として、セルという概念がある。単一セルの積乱雲は **Ordinary cell** と呼ばれ、1 つの上昇流と下降流によって形成される降水域を示す。単一セルは上昇流と降水域が 1 対 1 で対応するものであると考えられており、積乱雲の構造を表す要素によって対流セルや降水セルと呼ばれる。単一セルは上昇流が強まるにつれ発達し、成熟すると降水粒子の落下により地上での降水が始まる。その後、セル内では次第に下降流が広まり、やがて衰退する。積乱雲の一生は主に、発達期・成熟期・衰退期という 3 つの期間のライフステージに分けて説明することができる。この“セル”という概念は、積乱雲の構造を説明するために多くの研究で使用されてきた。例えば、古典的スーパーセルの構造は 1 つの回転する上昇流と、上昇流とは離れた場所に位置する 1 つの下降流によって形成される単一セルである。一方、マルチセルストームはライフステージの異なる複数のセルから構成されている。このように、**Byers and Braham (1949)**以降の多くの研究の中で、積乱雲の構造はセルという概念を用いて説明されてきた。

積乱雲を気象レーダーで観測した時、周囲よりも強い反射強度を示す領域を“降水コア”と呼び、降水セル内部の 3 次元構造やその時間発展を説明するために用いられる (e.g., **Kingsmill and Wakimoto 1991; Shusse et al. 2005**)。Kingsmill and Wakimoto (1991)では、降水コアを反射強度 60 dBZ 以上の領域と定義し、観測された降水セルのライフサイクルと降水コアの関係について以下のように示した。発達期：融解層上部で最大となる反射強度域があり、反射強度を強めながら上昇する。成熟期：反射強度最大値は 60 dBZ を超えて降水コアとなり、次第に落下してくる。衰退期：下降流を強めながら降水コアは

落下する。降水コアは下層収束によって上昇流が強められ、水蒸気が急速に氷晶化して急成長することによって形成される (Wakimoto and Bringi 1988; Tuttle et al. 1989)。また、成長した水物質の落下速度が増大することによって上昇流は弱まり、降水コアは次第に落下する (Kingsmill and Wakimoto 1991)。降水コアの落下時にはマイクロバーストや局地的大雨をもたらすことがあり (Wakimoto and Bringi 1988; Kingsmill and Wakimoto 1991; Ishihara 2012; Shusse et al. 2015)、減災という点においても、降水コアの 3 次元構造の把握やその時間発展を知ることは重要である。

降水セルの一般的な寿命は 30–50 分程度だが、その中で形成される降水コアの寿命は 15 分程度と短い (Kim et al. 2012; Shusse et al. 2015)。そのため、降水コアの時間発展は観測するレーダーの時空間解像度の向上と共に明らかになってきた。Shusse et al. (2005) では、7 分間隔でボリュームスキャンデータが得られるレーダーを用いて、中国で発生した長寿命セルについて調べた。セル内では発達期に 2 つの上昇流によって 2 つの降水コアが形成されていたが、成熟期には結合して 1 つの大きなコアとなる時間発展を示した。Kim et al. (2012) では、5 分毎にボリュームスキャンデータが得られる偏波レーダーを用いて、2008 年に雑司ヶ谷で大雨をもたらした降水セルについて解析を行った。その結果、セル成熟期には下層インフローの流入により上昇流が周期的に強まり、降水コアが何度もほぼ同じ場所で置き換わっていたことを示した。Shusse et al. (2015) では、2 分間隔のラピッドスキャンデータを用いて、3 つの積乱雲内で検出された 15 個の降水コアについて、降水コアの鉛直変動と地上降水量の時間変化について関係を調べた。降水コアの平均出現高度は融解層の少し上で、その後次第に地上へと落下していた。また、多くの地上降水のピークは降水コアが落下したタイミングと一致していた。これらの結果を示した Kim et al. (2012) や Shusse et al. (2015) では、降水コアを識別して追跡するには、彼らが用いたレーダーの時空間解像度では困難であったことが述べられている。

Isoda et al. (2018)では、大阪に設置された 30 秒毎にボリュームスキャンデータが得られるフェーズドアレイ気象レーダーを用いて、大阪市で発生した 4 つの孤立積乱雲を解析した。その結果、全ての事例においてレーダーでファーストエコーが捉えられてから 15 分以内に、地上での強雨が発生していることを示した。また、2 つの事例ではセル衰退期に落下する降水コアの上空で新たなコアが形成されるコアの置き換えりが起こっていたこと、その置き換えりは約 3 分程度であったことが報告されている。これらの解析結果は、降水コアの時間発展を明らかにするためには、高速でボリュームスキャンデータが得られる気象レーダーが必要不可欠であることを示している。

1.2 積乱雲上部での雷放電の発生に関する先行研究

積乱雲内での主な雷活動は中層 (-10°C から -30°C 高度) に見られる。一方、積乱雲上部においても雷活動が観測されており (e.g., Calhoun et al. 2013; MacGorman et al. 2017)、その直前には雷活動の中心が積乱雲上部を急上昇する lightning bubble (Ushio et al. 2003) と呼ばれる現象がある。Ushio et al. (2003)では、VHF 帯 (30-300 MHz) での雷観測装置を用いて、フロリダで発生した 208 個の lightning bubble を観測した。Lightning bubble の典型的な特徴として、寿命は 5 分程度、水平方向の直径は 3–6 km、10–20 m/s の速度で積乱雲上部を 5 km かそれ以上上昇する。そして、2–3 分おきに 1–2 km 離れた地点で次々と発生する。Lhermitte and Krehbiel (1979)で解析された積乱雲では、50 dBZ 以上の反射強度領域を降水コアと定義すると、その上部に lightning bubble を構成する雷放電の開始点が位置していたことが報告されている。近年、高速スキャンレーダーを用いた観測により、lightning bubble 発生時に 25 dBZ から 40 dBZ の反射強度のエコー頂高度が上昇していたことが報告されている (Yoshida et al. 2017)。しかしながら、lightning bubble を発生させる雷雲内の降水コアやエコー構造の時間発展については明らかになってい

ない。

室内実験による非誘導の電荷分離機構では、霰と氷晶はそれぞれ逆の極性に帯電する (e.g., Takahashi 1978; Saunders and Peck 1998)。Lund et al. (2009)では積乱雲を VHF 帯の雷観測装置と偏波レーダーで観測し、発雷開始点の多くは霰領域とその上の氷晶域の間に位置することが報告されている。時折、発雷開始点は高高度へ上昇するが (Lund et al. 2009; Calhoun et al. 2013)、これは帯電した降水粒子が強い上昇流によって持ち上げられるためだと考えられている (e.g., Mansell et al. 2005)。これらの先行研究は、放電開始点の鉛直分布は帯電した降水粒子の鉛直分布と関連していることを示しており、放電開始点の鉛直時間発展は、降水セル内で相対的に反射強度の強い領域で定義される降水コアの鉛直変化と密接に関わっていることを示唆する。しかしながら、放電開始点の変化に対応する降水コアの変化を明らかにするには、従来のレーダーの時空間解像度では不十分であり、lightning bubble が降水コアの時間発展とどのように関係するのかについては、まだよく解っていない。

1.3 本研究の目的

積乱雲の時間発展を理解するためには、降水コアの構造と、降水コアを形成する上昇流の詳細な調査が必要である。しかしながら、降水コアの三次元的な構造の追跡や解析は、従来の数分間隔でボリュームスキャンデータが得られるレーダーの時間解像度では十分ではなかった。さらに、上昇流は降水コアよりも短時間に大きく変化するため (Kim et al. 2012)、降水コアと上昇流の関係については、あまりよく解っていない。本研究では、2015 年 8 月 7 日に近畿地方で発達した孤立積乱雲事例について、2 台のフェーズドアレイ気象レーダーで観測されたデータを解析に使用する。そして、積乱雲内の降水コアの時間発展について調べ、降水コアのライフサイクルと 30 秒毎のデュア

ルドップラー解析によって得られた上昇流との関係を明らかにする。そして、明らかとなった降水コアと上昇流を用いて、孤立積乱雲の詳細な構造を説明することを目的の1つとする。

次に、積乱雲の詳細な解析により明らかにした降水コアの短時間変化と、積乱雲上部で発生する雷の放電開始点との関係について調べる。そして、lightning bubble 発生メカニズムに関係する降水コアやエコー構造の時間発展について理解するため、降水コアと lightning bubble との関係を明らかにすることを2つ目の目的とする。

2. 観測データと解析方法

2.1 フェーズドアレイ気象レーダーとその他の気象観測データ

X バンドのフェーズドアレイ気象レーダーは、2012 年に大阪府吹田市 (34.82°N, 135.52°E)、2014 年に兵庫県神戸市 (34.71°N, 134.95°E) に設置され、運用が始まった (図 1)。これらのレーダーは、鉛直方向に 5–10°、水平方向に 1.0°のファンビームを、アンテナ素子 128 本中 12–24 素子を用いて送信し、後方散乱波をすべての素子で受信する。受信したデータを合成処理するデジタルビームフォーミング技術 (Yoshikawa et al. 2013) により 0.1 秒間で鉛直方向に 0–90°まで約 1°単位 of データが得られる。方位角方向には機械的に回転し、その方位角解像度は 1.2°、レンジ幅は 100 m の解像度で 60 km 先まで 30 秒間隔のボリュームスキャンデータが得られる。詳しいレーダー諸元は、表 1 に示す。

降水強度と降水量は、現業で運用されている X バンドの偏波レーダーネットワーク (XRAIN) のデータを使用した。XRAIN では、1 分毎の降水量が水平方向に 250 m の格子間隔で、反射強度と偏波パラメータ K_{dp} から算出され (Maesaka et al. 2011)、その精度は地上降水量との比較によって検証されている (Tsuchiya et al. 2015)。環境場については、気象庁のメソ客観解析データ (JMA 2013) を用いて調べた。

2.2 多地点 LF 帯センサネットワーク (BOLT)

BOLT (Broadband Observation network for Lightning and Thunderstorm) は、雲間雷と対地雷の放電路から放出される LF 帯の電磁波を検知するセンサネットワークである (e.g., Yoshida et al. 2014, 2017)。BOLT は近畿地方の PAWR 周辺に設置された 11 個のセンサで構成されている (図 1)。電磁波形のピークは、80 μ s のタイムウインドの中から抽出

し、そのピークに対応する LF 帯の電磁波放射源（以降、BOLT 放電点と呼ぶ）を 3 次元的に算出する（Yoshida et al. 2014）。BOLT 放電点の算出には到達時間差法を用いており、6 つ以上の観測点で同時に観測された BOLT 放電点のみ解析には使用する（Yoshida et al. 2014）。そして、複数の BOLT 放電点を 1 つの雷放電としてグループ分けを行った。観測された時間差が 150 ms 以内のものは同一グループとし（Yoshida et al. 2017）、水平距離が 10 km 以上離れているものは別グループとして分離する。この距離の閾値は、すぐ隣の雷雲内で発生した雷が解析データ内に入らないように設定した。解析には 10 個以上の BOLT 放電点を含む雷放電のみを使用し（Yoshida et al. 2017）、最初に観測された BOLT 放電点を放電開始点と定義した。1 つの雲間雷の観測例を図 2 に示す。BOLT 放電点は放電開始点を起源とした三次元的に進展する雷の放電路を示している。

2.3 レーダー反射強度と風解析データの作成手法

2 台のフェーズドアレイ気象レーダーで観測された反射強度とドップラー速度は、極座標系から直交座標系へと Cressman 補正形式の重み関数を用いて、水平・鉛直 250 m 格子のデータを作成した。影響球半径は水平・鉛直共に 700 m に設定した。本研究では減衰による影響を小さくするため、2 つのレーダーで観測された反射強度をそれぞれ直交座標に変換した後、同一格子点内で反射強度の大きい方を解析に使用した。水平風とその発散は格子データから算出し、鉛直風は連続の式を用いて、水平風の発散を上向きに積算して算出した。風ベクトルの算出は、吹田と神戸のレーダービームが成す角 20–160°の範囲に限定した。地形による遮蔽の影響により（図 1）、高度 1 km より下層の吹田レーダーの観測データが得られなかったため、上昇流算出の際の境界条件は高度 1.0 km で 0 m/s とした。雨・雪・霰の落下速度は Shimizu et al. (2008) と同様に設定した。極座標系で得られた各レーダーのドップラー速度データ中、時空間的に不連続なデータは

ノイズとして取り除いた。さらに、2 台のレーダーデータから算出された三次元風ベクトルのデータについても、時空間的に不連続なデータはノイズとして取り除いた。上向き積算法によるデュアルドップラー解析は、境界条件や観測データに誤差が含まれていた場合、その誤差は高度が上がるほど増大することが知られている (e.g., Ray et al. 1980; Nelson and Brown 1982)。そのため、誤差が比較的小さな、高度 2 km の上昇流についてのみ、解析には使用した (Ray et al. 1980)。高度 1 km より下層の観測データの欠如により、算出した上昇流には不確定な要素も含まれることになるが、解析では相対的に強い上昇流が広い範囲で解析された領域にのみ着目した。フェーズドアレイ気象レーダーは、グラントクラッターやレンジサイドローブによる観測データの品質低下が報告されているが (Ruiz et al. 2015; Yoshikawa et al. 2013)、本研究ではグラントクラッターの影響が小さい領域に着目し、レンジサイドローブの影響が少ない 40 dBZ 以上の反射強度領域を主に解析に使用した (図 A1)。また、積乱雲上部の雷観測データとの比較のため、特定の時間帯については 40 dBZ 以下の反射強度領域も、レンジサイドローブの影響範囲を確認して解析に使用した (図 A2)。これらの検証は XRAIN との比較により行い、その結果は付録 A に示す。通常、1 回のボリュームスキャンに時間がかかる場合にはストームの移動速度を仮定し、その影響を差し引く補正が必要となるが、高速スキャンが可能なフェーズドアレイ気象レーダーはその補正を必要としない。本研究では、水平風は全て対地速度で示し、高度は海拔高度、時刻は日本時間を示す。また、図中の時刻は、フェーズドアレイ気象レーダーのスキャン開始時刻を示す。

2.4 降水セル・降水コア・上昇流コアの定義と追跡手法

本研究では、降水セルを高度 2 km 以上の三次元的に連続した 40 dBZ 以上の領域で、 1 km^3 以上の体積があるものと定義した。この反射強度閾値は先行研究の 10 dBZ (Shusse

et al. 2005)、30 dBZ (Shimizu and Uyeda 2012)、25 dBZ (Isoda et al. 2018)と比較すると大きく、定義した降水セルは、より多くの、もしくはより大きな粒子で構成されている可能性がある。

フェーズドアレイ気象レーダーの高時空間解像度のデータは、降水セルや降水コアの追跡を容易にし、時刻 t に識別された降水セルは、次の2つのステップで追跡する。ステップ1：時刻 $t+30$ 秒の降水セルを全て識別する。ステップ2：時刻 $t+30$ 秒に識別された降水セルの中から、時刻 t の降水セルと最も重複体積が大きなものを同一セルとする。もし、時刻 $t+30$ 秒に時刻 t の降水セルと重複する降水セルが存在しない場合、そのセルは時刻 $t+30$ 秒に消滅したものとする。

降水セル内の相対的に大きな反射強度領域を降水コアと識別するため、セルの中心位置を合わせ、セル成熟期における反射強度を時間方向に平均した三次元のコンポジットデータを作成した。その最初の処理として、セルの中心位置を以下のように算出する。

$$(X_c, Y_c, Z_c) = \left(\frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N}, \frac{\sum_{i=1}^N y_i}{N}, \frac{\sum_{i=1}^N z_i}{N} \right) \quad (1)$$

N はセル内の格子数、 i は格子番号を示す。そして、コンポジットデータはセル中心地点の水平成分(X_c, Y_c)で中心位置を併せて平均した。鉛直成分 Z_c はセル成熟期には変動が小さくなることから、 Z_c 高度が 5.0–6.1 km に位置していた 16:45:30–17:34:30 を解析対象セルの成熟期とした。

コンポジットしたセル成熟期の反射強度データからの偏差が、+7 dBZ 以上の三次元的に連続した領域を降水コアの識別に使用する。これらの領域中、高度 5 km (0°C 高度) 以上に 1 km³ 以上の大きさの領域を含み、3 分以上継続して観測されたものを降水コアと定義した。降水コアの追跡方法は降水セルと同様である。また、時刻 t で降水コアと識別された領域と、時刻 $t+30$ 秒で識別された2つの降水コアの領域が重複する場合、

重複体積が大きなものを同一の降水コア、小さなものを枝分かれした降水コアとして、ハイフンを付加した名前を用いて識別した。

降水コアは3次元体積で定義したが、上昇流コアは高度2 kmの平面上で上昇流1 m/s以上の面積が1 km²以上であり、3分以上継続したものと定義した。上昇流コアの追跡方法は、降水セルや降水コアと同様に、30秒毎の上昇流コアの重複面積に基づいて識別する。そして、降水コア同様、時刻 $t + 30$ 秒に2つの上昇流コアの面積が、時刻 t に識別された上昇流コアの面積と重複した場合、重複面積が大きなものを同一の上昇流コア、小さなものを枝分かれした上昇流コアとして、ハイフンを付加した名前を用いて識別した。

図3に、6つのケースにおける降水コアと上昇流コアの識別・追跡手法について示す。

Case1: 降水コアの体積（上昇流コアの面積）が3分未満に1 km³ (1 km²)未満になった時、これらのコアは識別しない。

Case2: 時刻 t に降水コアの体積（上昇流コアの面積）が1 km³ (1 km²)未満になった時、その前後の時刻（ $t - 30$ 秒、 $t + 30$ 秒）で1 km³ (1 km²)以上の時は継続して識別する。

Case3: 2つの降水コア（上昇流コア）が1つに結合した場合、時間的に先に識別されていた降水コア（上昇流コア）として追跡する。結合前の1 km³以上の降水コアは識別するが、1 km²以上になってから結合までの時間が3分未満の上昇流コアについては識別しない。

1つの降水コア（上昇流コア）が2つに分裂した場合、分裂前の降水コア（上昇流コア）と重複する体積（面積）が最も大きいものを同一の降水コア（上昇流コア）として追跡し、以下Case4-6の場合について示す。

Case4: 分裂した2つの降水コア（上昇流コア）がどちらも3分以上、1 km³ (1 km²)以上の領域を維持した場合に、重複体積（面積）が小さい方の降水コア（上昇流コア）も、

枝分かれした降水コア（上昇流コア）として識別して追跡する。

Case5: 分裂した降水コア（上昇流コア）が 3 分未満に再度結合した場合、降水コアは 2 つの分裂した降水コアを識別して追跡するが、上昇流コアは重複面積が大きなもののみ追跡し、枝分かれしたものについては識別しない。

Case6: 分裂した 2 つの降水コア（上昇流コア）の重複体積（面積）が小さい方の降水コア（上昇流コア）が 1 km^3 (1 km^2) 以上の領域を 3 分以上維持しなかった場合、重複体積（面積）が小さい方の降水コア（上昇流コア）は識別しない。

上昇流コアの結合・分裂は頻繁に見られ、解析結果が複雑になるため、Case3、Case5 のように 3 分未満で結合・分裂する上昇流コアは識別しなかった。

2.5 降水コア上部を上昇するエコー領域の最高地点追跡方法

5 章で報告するように、55 dBZ 以上の反射強度領域は降水コアとおおよそ対応しており、これらの領域には様々な大きさの霰粒子が含まれていると考えられる。レーダー反射強度 55 dBZ 以上の領域上端が高度 8 km を超えて上昇し、次第に落下していく時、コア上部の 40–55 dBZ 反射強度領域は、継続して上昇する様子が見られた。この時、弱い反射強度ほど長く、より高い高度まで上昇していた。このような現象が、対象とした積乱雲内では繰り返し発生しており、本研究ではこの現象を upward reflectivity pulse (URP) と命名した。URP をを見つけるために、高度 8 km 以上を上昇するエコー頂高度の最高地点を次の 2 つのステップで追跡した。ステップ 1 : 時刻 t_0 における 55 dBZ の最高地点を URP の最初の地点とする。ステップ 2 : 時刻 t_1 ($= t_0 + 30 \text{ seconds}$) における 55 dBZ の最高地点を、URP の最初の地点から水平距離 2 km 以内で探す。時刻 t_0 の地点よりも高い高度で時刻 t_1 の地点が見つかった場合、その地点は URP の地点とする。時刻 t_0 の地点よりも低い高度で時刻 t_1 の地点が見つかった場合、レーダー反射強度の閾値を 1

dBZ 小さくし、ステップ 2 の作業を新しい閾値で実施する。時刻 t_0 の地点よりも高い高度で時刻 t_1 の地点が見つかるまで、レーダー反射強度の閾値を 1 dBZ ずつ小さくする。これらの作業を、レーダー反射強度の閾値が 40 dBZ より小さくなるまで繰り返し、URP の地点を追跡する。この手法では、上昇するにつれ平均粒形が小さくなる霰領域の上端地点を追跡していることを想定している。

3. 積乱雲発生時の環境場（2015 年 8 月 7 日）

積乱雲発生約 1 時間前、2015 年 8 月 7 日 15 時の地上天気図を図 4(a)に示す。解析領域周辺では、相関規模の擾乱は存在していない。図 4(b)に、同時刻のメソ客観解析データによる地上風と相当温位を示す。地上では、解析領域の北側から北西風が、南側から南西風が吹いていて、解析領域周辺では風向の異なる風の合流・収束が見られた。相当温位は、解析領域のおおよそ 20 km 南の大阪湾で 360 K 以上だった。

15 時のメソ客観解析データを用いた解析領域内平均の気温と露点温度、風向風速の鉛直プロファイルを図 5 に示す。地上気温は 34°C、相対湿度は 48%なのに対し、500 hPa 高度（高度約 5.9 km）では気温-5.7°C だった。0°C 高度は高度約 5 km に位置し、地上から 500 hPa 高度までの鉛直シアは弱い。積乱雲内における負電荷領域とその上層の正電荷領域の参考値として、-10°C 高度は約 6.7 km、-30°C 高度は約 9.7 km に位置していた。950 hPa 高度（約 0.6 km）から断熱上昇させたパーセルの持ち上げ凝結高度（LCL）は 1.4 km、自由対流高度（LFC）は 2.3 km、平衡高度（EL）は 13.5 km だった。対流有効エネルギー（CAPE）は 2172 J/kg と大きく、対流抑制（CIN）は 18 J/kg と小さいことから、大気の成層状態は潜在不安定であり、積乱雲の発達に適していたことを示している。

4. 積乱雲内の詳細な構造と時間発展

4.1 降水セル・降水コア・上昇流コアの特徴

4.1.1 降水セルの特徴

孤立積乱雲は、吹田と神戸の2台のフェーズドアレイ気象レーダーの観測範囲内で発達し、吹田レーダーの西側を、主に北東から南西方向に向かって移動した。図1に、XRAINのデータから見積もった16–18時の積算降水量分布を示す。解析領域内では、降水量40 mmを超える2つのピークが南と北に位置している。このセルが発生した後、多くのセルがその東側で次々に発生し、特に17時以降には、解析対象セルのすぐ東側で新しいセルが発生し、部分的に解析対象セルと繋がった。しかし、降水量10 mmのコンターに着目すると離れているため（図1）、このセルは解析対象のセルとは別のセルとして取り扱うが、ほぼ同時刻に近い場所で発達しているため、お互いに影響を与えていたと考えられる。解析対象セルは、16:21:00–18:05:00に観測され、その寿命は104分だった。最大体積は17:23:00に598 km³となり、セル内の最大積算雨量は52.6 mm、最大降水強度は16:59に127.8 mm/hだった。このセルの成熟期として、16:45:30–17:34:30の49分間について詳しく解析する。

セル成熟期の高度2 kmの鉛直流分布と、高度6 kmの反射強度分布について、3分間隔で図6に示す。16:45:30には、セルの東側と西側に2つの反射強度のピークが見られるが（図6a）、その後、結合して1つのピークとなる（図6b–c）。セルは次第に南北方向に広がり（図6d–f）、17:03:30にはセルの北側と南側に反射強度のピークが見られる（図5g）。その後、北のピークは南へと移動しながら次第に弱まり、南のピークは次第に東西方向に広がる（図6h–l）。17:18:30には、主にセルの南東側と西側に反射強度のピークが見られる（図6l）。それら2つのピークが次第に不明瞭化し（図6m–o）、17:30:30

には新しい反射強度のピークがセルの西側で発生する（図 6p）。上昇流コア U1 は、これらの期間中ずっと継続してセル内で検出され続けており、17:03:30 までは南へ（図 6a-g）、その後は南西方向へと移動している（図 6h-p）。

降水セルは 16:45:30–16:50:00 は北東方向へ約 2.4 m/s で移動し、その後しばらく停滞した後、17:00:00 以降に再度南西方向へと約 3.3 m/s で移動していた。

4.1.2 降水セル内で検出された降水コアの特徴

降水コアを識別するため、式(1)で算出したセル中心地点の水平成分(X_c , Y_c)に中心位置を合わせて、セル成熟期の反射強度を各格子点で平均した結果について図 7 に示す。50 dBZ 以下の領域に着目すると、この積乱雲は単一セルであったことが解る。図 8 に、高度 6 km で観測された反射強度を、コンポジットした平均反射強度からの偏差で表した水平分布を 3 分間隔で示す。セル内では 9 個の降水コア（P1–P9）と、1 個の枝分かれた降水コア（P4-2）が識別できた。16:45:30 には、降水コア P1 と P2 はセルの西側と東側に観測されたが（図 8a）、16:48:30 には、2 つの降水コアはセルの中心付近で結合する（図 8b）。結合した降水コアは北へと移動し（図 8c–d）、16:57:30 には消滅する（図 8e）。17:00:30–17:05:00 に、降水コア P3 がセルの南側で識別される（図 8f–g）。降水コア P3 が衰退して小さくなった後、17:06:30 に P4 がセルの南側に現れる（図 8h）。その後、降水コア P4 は南東へ移動し、P5 がセルの北側で識別される（図 8i–j）。17:12:30 以降、降水コア P6 がセルの南西側に現れ、P5 が消滅するまでの 1 分半の間、セル内では P4・P5・P6 の 3 つの降水コアが同時に解析された（図 8j）。17:18:30 には、降水コア P4 と P5 はすでに消滅し、セルの南東側で P7 が発達する（図 8k–l）。17:21:30 には、降水コア P8 は、P7 のすぐ北東に識別されているが（図 8m）、識別された 2 分後には P7 に結合した。降水コア P7 が消滅した後、P9 がセルの南西側に識別された（図 8p）。

識別された降水コアの特徴を表 2 に示す。降水コアの寿命は、枝分かれした P4-2、他のコアに結合した P2 と P8 を除くと、全て 4.5–14.5 分の範囲内だった。これらは、先行研究によって示されている降水コアの寿命、約 15 分程度 (Kim et al. 2012)、2–28 分の範囲で平均 13.9 分 (Shusse et al. 2015) と同程度である。平均反射強度は全て 56–59 dBZ と同程度だった。平均面積と最大面積は、各降水コアが識別されている期間内の高度 6 km における平均面積と最大面積を示しており、P1・P6・P7・P8 が平均 3.5 km² 以上、最大 6.0 km² 以上と大きかった。特に、最初に識別された P1 は、高度 11 km にまで到達していて最も背が高く、降水コア P7 は 41.6 km³ と最も大きな体積で、寿命も 14.5 分と長い。これらの結果は、P1 と P7 が最も発達した降水コアだということを示しており、図 1 に示した総降水量の南北 2 つのピークは、これら 2 つの降水コアが識別された地点とおおよそ一致する。そして、最大降水強度が観測された時刻 16:59 は、P1 が消滅した時刻だった。

図 9 に降水セルと降水コアの中心・上端・下端高度の時間変化を示す。降水コア P2、P4-2、P8 は省略した。全ての降水コアは始め、0°C 高度周辺に中心高度、その近くに上端と下端高度が位置しているが、次第に、上端高度はより上方へ、下端高度はより下方へ、鉛直方向に広がる。比較的大きな降水コアの P1・P6・P7 の下端は高度 2 km にまで到達していた。P5 以外の降水コアの中心高度と下端高度は、消滅する数分前に上昇している。このような降水コアの時間発展は、降水コアが鉛直方向に分離することによって起こっていることが考えられる。本研究では、降水コアと同程度の反射強度を示す領域が存在しても、1 km³ よりも小さな領域や 3 分未満で消滅してしまった領域については識別していない。しかしながら、降水コア衰退時には、降水コアからそのような領域 (以降フラグメントと呼ぶ) が繰り返し落下することで、図 9 に示すような降水コアの挙動に影響したものと考えられる。

4.1.3 降水セル内で検出された上昇流コアの特徴

識別された全ての上昇流コアの南北方向最大値を東西方向に投影した 30 秒毎の時系列変化を図 10 に示す。図 10 の破線領域は降水コアの最西端と最東端の時系列変化を示す。黒・灰色・青の線で示している上昇流コアの中心地点は、高度 2 km の水平面上で式(1)を用いて算出した。上昇流の強度は数分間隔の高頻度で変化しており、算出された上昇流コアの中心地点は、東西方向に細かく振動している。

セル内では、5 個の上昇流コアと 5 個の分岐した上昇流コアを識別した。上昇流コア U2 は U1 に、U4 は U1-4 に、U5 は U1-4 に最終的に結合した。U1 は 17 時まで、ほぼセルの中心付近に位置しているが（図 6a-e）、それ以降はセルの南側、もしくは南西側へと移動する（図 6f-p）。その間、U1 は 3 度分岐し、17:01:30 にはセルの北東側に U1-2、17:10:00 にはセルの南東側に U1-3、17:22:30 にはセルの東側に U1-4 が識別された。

セルの東側では上昇流コア U2、U4、U5、U2-2、U4-2、セルの西側では U3 のみ識別された（図 6）。図 10 に示す東西方向の動きに着目すると、U1、U2、U1-2、U4-2、U5 は時間と共に西側へ移動しており、U4、U1-3、U1-4、U2-2 は東へと移動している。U3 は東西方向にほとんど変動していない。また、U1-4 は 17:30:00 に U1 と結合するが、次の 30 秒には分離している。この時刻には上昇流と下降流が複雑に配置していることから（図 6p）、空間解像度の問題で上手く識別できていない可能性が挙げられる。同様のことが U1-3 と U1、U4-2 と U4 の間でも見られ、特に、17:30 頃の U1-4 の中心は、他の上昇流コアとの結合と分裂により東西方向に高頻度で変動している（図 10）。この要因として、セル衰退期に近づくにつれ、上昇流と下降流の配置が複雑化していて、この空間解像度では識別が困難になっていったことが挙げられる。

識別された上昇流コアの特徴を表 3 に示す。VFWV (vertical flux of water vapor) と WVIA (water vapor inflow amount)については、メソ客観解析データの高度 2 km 付近に該

当する 800 hPa 高度（約 2.1 km）の解析領域平均気温 17.6°C を使用し、相対湿度 100% とした水蒸気密度を用いて計算した。VFWV は単位面積、単位時間あたりに各上昇流コアが持ち上げる水蒸気量を示し、WVIA は上昇流コア領域全体の VFWV を示す。表 3 の total WVIA は、上昇流コア領域全体の VFWV を、上昇流コアが識別された時間積算した値を示す。ここで使用している水蒸気密度は、解析領域全体で同一の値を使用していることから、この見積もりには不確定要素も含まれるが、見積もられた WVIA の値は、先行研究とオーダーでは一致する (Shusse et al. 2006)。最も大きくて寿命が長い上昇流コアは U1 で、16:26:30–17:40:00 の 73.5 分間識別された。最も VFWV が大きな上昇流コアは U3 だったが、2 番目に大きいのは U1 で、U1 の WVIA は他の上昇流コアよりも数倍大きかった。以上のことは、U1 が最も多くの水蒸気を降水セルへと供給していたことを示す。

4.2 発達する降水コアの三次元構造

識別された 9 個の降水コアの中で最も発達した降水コアの 1 つである P1 と、P1 に結合した P2 の三次元構造の時間変化について、図 11 に 2 分間隔で示す。レーダー反射強度と反射強度偏差について、上段は高度 2 km の水平断面、中段は南北方向最大値を東西方向に投影した鉛直分布、下段は東西方向最大値を南北方向に投影した鉛直分布を示している。中段・下段で最大値を投影した領域は、上段で示す東–西・南–北の範囲に対応する。16:45:30 に、P1 と P2 はそれぞれセルの西側と東側に位置していた(図 11h, 11o)。2 つの降水コアは発達し (図 11i, 11p)、16:48:30 には結合する (図 8b)。16:49:30 には P2 と結合した降水コア P1 は高度 10 km を超える (図 11j, 11q)。P1 は 16:53:30 まで、高度が上がるにつれ北側へと傾く (図 11j–l, 11q–s)。16:49:30 には、P1 の一部が高度 2 km に到達し (図 11c)、高度 2 km の面積は次の 2 分間で広がる (図 11d)。16:53:30 に、高度

2 km では主に 3 つの強反射強度領域が見られた (図 11e)。16:55:30 には、P1 の南側が落下する一方、北側は上空に留まる (図 11m, 11t)。その後、P1 は次第に小さくなり、反射強度を弱めながら少しだけ上昇する (図 11m–n, 11t–u)。このように、降水コアが鉛直方向に分離した後には上昇する現象は、降水粒子を含んだパーセルに働く浮力による動きだと考えられる。大きな降水粒子の落下によって、パーセルが上向きの浮力を獲得することが Takeda et al. (1982) で報告されており、その現象をアンローディングと呼んでいる。

図 12 に、発達する降水コア P1 の 1 分毎の高度 2 km における水平風と鉛直風、高度 6 km の降水セルと降水コアの分布を示す。16:45:30 に、上昇流コア U1 はセルの東側と西側に 2 つの上昇流ピークを示していた (図 12a)。次第に 2 つのピークはセル中心へと移動し (図 12b–c)、16:49:30 に、セル中心付近で結合する (図 12e)。その後、U1 は次第にセルの南側で強まっていくが、高度 6 km の降水コア P1 は北側に位置している (図 12f–h)。水平風に着目すると、16:45:30 に、上昇流コア U1 の周辺では北風と北東風が収束していたが (図 12a)、その後、上昇流コア U1 の周辺では北西風が次第に支配的になっていった (図 12b–h)。

4.3 降水コアと上昇流コアの関係

図 13 に、17:34:30 までの上昇流コア U1 の中心、U1 から分岐した U1-2、U1-3、U1-4 の中心、高度 6 km で最大面積が観測された時刻の各降水コア(P1–P9)の分布、そして、降水コア P1 と P9 の最大面積が観測された時刻の降水セルの高度 6 km の領域を示す。これらの上昇流コアは主に北東から南西に向かって移動しているが、17 時以降、U1-3 と U1-4 は南東方向へと移動している。また、U1-2 は U1 よりも約 30 分遅れて、ほぼ同じ軌道で移動していた。そして、全ての降水コアは、これらの上昇流コアの周辺で繰り返

返し形成されていた。

最も降水セルの体積が大きかった時刻は 17:23:00 で、この時刻は、最も体積の大きな降水コア P7 が最大となった時刻と一致している (図 14a)。降水コア P1 を除いて、降水セル体積の増加と降水コアの体積の増加は、ほぼ一致していた。図 14b には、全上昇流コアの VFWV の時間変化と降水セル体積・全降水コア体積との比較を示し、同様に図 14c では、全上昇流コアの WVIA の時間変化と降水セル体積・全降水コア体積との比較を示している。16:55、17:10、17:25 に見られるように、降水コア体積が減少する時に VFWV は増加している (図 14b)。これらの時間では、セルの南側、もしくは南西側で上昇流コアが強まっていることから (図 6e, 6j, 6o)、降水コアが地上へと到達した際のアウトフローと南、もしくは南西からのインフローが収束を強め、一時的に上昇流が強まったことが推察される。WVIA は降水セル体積と共に増加しており、WVIA と降水セル体積との相関係数は 0.75 だったが、降水コア体積との明瞭な関係性は見られなかった (図 14c)。これらの解析結果は、降水セルの下層では暖かく湿潤な空気が南西から流入し、LFC まで持ち上げられていることから (図 3, 図 4)、上昇流コアはその強度や面積を変化させながらも継続して降水セルへと水蒸気を供給していたことを示している。

4.4 降水セル・降水コア・上昇流コアの構造のまとめ

解析した降水セルの最大体積は 598 km^3 、寿命は 104 分だった。セル成熟期の 49 分間に識別された降水コアは 9 個で、その寿命は 4.5–14.5 分だった。識別された上昇流コアは 5 個で、最も長寿命な上昇流コア U1 は 73.5 分間継続して追跡することができ、この上昇流コアから分岐した上昇流コアは 3 個識別された。積乱雲内では、上昇流コア U1 と 3 個の分岐した上昇流コアの周辺で、全ての降水コアが次々と発生していた。解析さ

れた積乱雲の内部構造について、概念図を図 15 に示す。図中の 2 本の矢印は、前述した 4 つの上昇流コアの軌道を示しており、積乱雲発生のおよそ 1 時間後に東西方向に別れる。上昇流コア U1 は、降水セルが識別された約 5 分後に検出された。上昇流コア U1 はセル成熟期の始めの期間は、ほとんど移動しなかったが、その上空で結合した降水コア P1 と P2 が衰退するにつれ南へと移動する。その後、セルの南側では P3 と P4 が立て続けに発生し、P4 は一時的に P4-2 と分岐した後、再度、セルの南東側で結合する。同時に、P5 がセルの北側、P6 がセルの南西側に検出され、1.5 分間のみ、3 個の降水コアがセル内で同時に検出される。それらが衰退した後、P7 がセルの南東側で発達し、そのすぐ北東で発生した P8 と結合する。全ての降水コアが消滅した後、P9 がセルの南西側に解析された。最も高くまで発達した降水コアは P1 で、最も体積が大きかった降水コアは P7 だった。

4.5 降水セル・降水コア・上昇流コアに関する考察

4.5.1 降水セル・降水コア・上昇流コアの閾値依存性

本研究で解析した積乱雲は、反射強度 40 dBZ という閾値で定義すると、単一セルだった。図 7 で示したように、その閾値を 50 dBZ に変化させたとしても、単一セルになる。さらに、その閾値を 55 dBZ に変化させた場合は、いくつかのセルに分割される。しかし、その特徴はこれまでに説明してきた降水コアの特徴と類似し、わずか 15 分程度の寿命を持つセルが降水強度 100 mm/hr を超える雨を発生させたことになる。このような解析は先行研究と一致しない (Kato and Maki 2009; Kim et al. 2012)。

降水コアの寿命は先行研究と同程度の長さであり (Kim et al. 2012; Shusse et al. 2015)、融解層の少し上で出現し、次第に地上へと降下してくる時間変化も、先行研究で報告されている特徴と一致する (e.g., Kim et al. 2012; Shusse et al. 2015)。しかしながら、本研

究では 0°C 高度より上空に 1 km³ 以上の領域を含むものを降水コアと定義したため、解析された降水コアは 0°C 高度付近で出現し、鉛直方向に広がった後、再度その中心と下端が上昇するという時間変化を示した (図 9)。本研究では、コンポジットデータから +7 dBZ 以上という偏差を降水コアと定義したが、この値は、おおよそ 55 dBZ に対応する (図 11)。この閾値を大きくした場合、降水コアの体積と寿命が短くなる。この閾値を小さくした場合、降水コアの体積と寿命が長くなり、識別される降水コア数が減少する。

上昇流コアの閾値を 4 m/s に変化させた場合、寿命が 3 分以下のものが増加し、より面積の小さな上昇流コアが、降水セル内に散在するようになる。よって、降水コアと上昇流コアの関係性について調べるためには、上昇流コアの定義として 1 m/s という閾値が適していた。

4.5.2 降水コアの発達・衰退メカニズム

上昇流コア U1 は始め、セル北側の北風と北東風が収束する場所で識別された (図 12a)。降水コア P1 と P2 が次第に結合する時、セルの中心付近では北東風と北西風の収束が見られ、上昇流コア U1 は強まる (図 12b–g)。降水コア P2 と結合した P1 は、16:50:00 に、U1 のほぼ真上で (図 12e–f) 最も体積が大きくなる (図 14a)。16:52:30 には、セルの東側で東風成分が弱まり、セルの南側では北西風が支配的になっている (図 12h)。その後、次第に上昇流コア U1 が南へ移動し、U1 との距離が離れるにつれ、降水コア P1 は小さくなっていく (図 6d–f)。これらの観測結果より、降水コア P1 が衰退する時、P1 から分離して落下したフラグメントが、下層でのインフローの流入を妨げていたことが考えられる。この期間の高度 2 km では北風が支配的だが (図 12)、その下では高相当温位の領域から吹く南西風と北西風が、解析領域周辺で収束している (図 4b)。高度 2 km 以下では、南西風と北西風が拮抗することによって収束する場所が変化し、それが

高度 2 km で解析された上昇流コアの移動や強化に影響していたことが考えられる。

17:00 以降、南西へと移動する降水セルや上昇流コア U1 の動きと同様、地上付近での南西風のインフロー領域も次第に、南西へと移動していることが推察される。このような南西風と北西風の収束位置の変化は、30 秒毎という時間解像度で観測することで、上昇流コアとして連続的に追跡することができる。

16:50 以降、降水コア P1 が衰退する際には複数のフラグメントを分離し、その多くは地上へと落下していた（例えば、図 11d, 11k, 11r の $X=12.0$ km, $Y=10.5$ km, $Z=2-4$ km）。この時、P1 は上空に残るが、その中心は細かく振動しながら次第に上昇している（図 8）。この鉛直方向の動きは、降水コアからフラグメントが落下することに加えて、降水コアがアンローディングによって正の浮力を得るためだと考えられる。特に 16:55 以降、降水コア P1 の中心、下端、上端全て上昇している（図 9）。このような消滅プロセスは、他の降水コアでも見られた。

フラグメントの時間変化は本研究の本筋とは異なるため、詳細については省略するが、降水コアの上端高度が下がり始め、体積が小さくなる時に複数のフラグメントが観測された。フラグメントの時間変化は降水コアの発達や衰退の指標として有用であると考えられ、詳細な解析は今後の課題とする。

5. 降水コアの時間発展と雷放電の発生

5.1 URP と lightning bubble の鉛直発展

図 16 に、図 1 に示す破線の解析領域内で観測された放電開始点と BOLT 放電点密度の時間高度断面を示す。降水セル内での雷活動は 16:48 以降に活発となり、その後の 1 時間に多くの雷が観測された。放電開始点の上昇の方が全 BOLT 放電点の上昇よりも明確に見られたため、本研究では放電開始点の上昇を lightning bubble と定義する。この定義は先行研究とは異なるが(e. g., Ushio et al. 2003; Yoshida et al. 2017)、放電開始に深く関連する電界強度の鉛直勾配を理解するのに役立つ。図 16 の破線は気象庁のメソ客観解析データによる領域平均気温の -10°C (6.7 km) と -30°C (9.7 km) の等温線を示している。解析対象セル内では 9 個の URP が -10°C の等温線のよりも高い高度で観測された(表 4)。

図 17 に、各 URP 上端地点の時間発展と、最初に URP が検出されるレーダーのスキャン開始の 30 秒前から、最後に URP が検出されたレーダーのスキャン終了の 30 秒後までの期間に、URP 抽出地点から水平距離 2 km の範囲内で検出された放電開始点数を示す。URP と共に上昇する放電開始点が存在する一方で、落下する降水コアの上端付近にも放電開始点は見られ(図 18)、その影響を取り除くため、URP 上端地点から下方向に 1 km 以上離れた放電開始点は解析対象外とした。解析対象外の放電開始点を図 17 では灰色の三角形、解析に使用した放電開始点を黒色の三角形で示している。全ての URP 上端地点の上昇は、放電開始点と共に上昇していた。これらの上昇する放電開始点(図 17 の黒色の三角形)は、図 16 でも黒色の三角形で示している。特に、URP1、URP2、URP6、URP7、URP9 の上昇速度は、放電開始点の上昇速度とほぼ同じだった(表 4)。URP3、URP4、URP5、URP8 の上昇速度は、放電開始点の上昇よりも少し速い。これは、

高度 8 km から 10 km の間で、これらの URP が検出された期間に多くの雷放電が連続して発生していたため（図 16）、放電開始点の上昇が不明瞭になったのではないかと考えられる。URP1 の場合、URP1 が上昇した時間はおそらく強い電荷領域がまだ形成されていないため、高高度での雷放電は URP1 の追跡期間後により多く発生していた（図 16）。弱い相関を示すものもあるが、URP の上昇はおおよそ lightning bubble と対応していた。

解析対象の降水セル内で検出された URP の特徴を表 4 に示す。URP の平均追跡時間は 3.9 分で、いくつかの URP は高度 12 km 以上まで到達していた。表 4 の Number of flash initiations は、図 17 に黒三角で示した lightning bubble を構成する放電開始点の数を示している。16:55 から 17:22 に検出された URP2-6 周辺には多くの放電開始点が位置している。この期間、BOLT 放電点は -10°C と -30°C の等温線の間で増加しており、高度 8 km から 10 km の間に多くの放電開始点がある（図 16）。これは、セル内で強い電荷領域が形成され、高度 8-10 km で電界強度が強まっていることを示している。放電開始点の上昇速度は、7-18 m/s だった。

5.2 URP と放電開始点の詳細な時間発展

時間発展が最も明瞭に観測された URP2 について、図 19 に URP2 が最初に検出されてから 13 分間のレーダー反射強度と放電開始点の鉛直分布を 1 分毎に示す。放電開始点は、レーダーのボリュームスキャン時間の 30 秒を中心とした 1 分間に標定されたものを示した。例えば、図 19 の 16:55:30 のレーダースキャン時間は 16:55:30-16:56:00 であり、放電開始点の描画時間は 16:55:15-16:56:15 である。55 dBZ のエコー頂は 16:56 までは高度 8 km 以上を上昇し、16:57 には降下し始める。16:57 以降、セル上部で 55 dBZ 以上の領域は小さくなるが、より弱いエコー頂高度（40-52 dBZ）は上昇し続ける。そし

て、16:59 に 40 dBZ のエコー頂高度の上昇が止まる。ゆえに、URP2 は 16:55:30 から 16:58:30 まで追跡することができた。雷の放電開始点は、URP2 の上端地点（青い丸印）付近に位置しており、降水コアとおおよそ対応する 55 dBZ のエコー頂高度より上空に位置するより弱いエコー頂と共に上昇していた。16:59 以降、37 dBZ から 43 dBZ のエコー頂高度は、高度 10 km 以上の上空に留まり続ける。この期間、これらのエコー頂高度は南北方向にはほとんど移動せずに東へと移動したため、図 19 の横軸も東へと移動している。雷の放電開始点もまた、エコー頂高度の移動と共に東へと移動していた。

図 21 に、高度 8 km、10 km、12 km のレーダー反射強度と放電開始点の水平分布を示す。放電開始点は、各高度から鉛直方向に 1 km の範囲内のものを描画した。放電開始点の描画時間は、図 19 と同様の 1 分間とした。16:55 から 16:56 まで、55 dBZ 以上のレーダー反射強度領域は、高度 8 km において吹田レーダーの北 13.8 km 周辺に位置している。放電開始点の多くは、URP2 の地点（青い丸印）近くに位置している。その後、反射強度がより上空で強まるにつれ、放電開始点も上昇する。16:58 以降、放電開始点は URP2 の東側へと移動する。URP2 の追跡期間とその後の期間において、放電開始点の分布には 2 つのフェーズが見られた。1 つめは URP2 が検出された期間の放電開始点が鉛直方向に上昇するフェーズであり、2 つめはその後の放電開始点が水平方向に広がるフェーズである。フェーズ 1（鉛直上昇フェーズ）では、lightning bubble を構成する放電開始点は 40 dBZ 以上のエコー頂と共に上昇していた。フェーズ 2（水平拡張フェーズ）では、高度 10 km 以上の放電開始点が 40 dBZ 周辺のエコー頂と共に東へと移動していた。

5.3 降水コアの時間変化と積乱雲上部での発雷に関する考察

5.3.1 Lightning bubble の発生メカニズム

X バンドの散乱計算や観測結果より (Dolan and Rutledge 2009; Kouketsu et al. 2015)、融解層以上の高度において、おおよそ 31 dBZ よりも大きな反射強度を示す領域は一般的に霰を含んでおり、その閾値よりも小さな反射強度領域は、主に雪片や氷晶で構成されている。レーダー反射強度のみでの粒子判別には不確実なところもあるが、40 dBZ 以上の反射強度を示す URP には霰が含まれており、URP の上では雪片や氷晶が URP と共に上昇していたことが考えられる (図 19-20)。これらの粒子が非誘導の電荷分離機構 (Takahashi 1978) によって -10°C 高度よりも上空で帯電していたとすると、URP に含まれる霰は負に帯電し、上空の氷晶は正に帯電する。lightning bubble を構成する放電開始点が、上昇する URP の上端高度付近に常に位置していたことは、URP の上端高度付近では常に電界強度が強まっていたことを示唆する。降水コアが落下した後の数分間、URP は上昇し続ける一方で、より強い反射強度領域は次第に落下していた (図 19-20)。これらの観測結果から推察される積乱雲上部の構造の時間変化について、概念図を図 22 に示す。降水コアが落下する一方で、落下する降水コアに含まれる霰よりも小さな霰は継続して上昇し (図 22a, b)、URP の上端地点付近で落下速度の大きなものから次第に落下する (図 22c, d)。この期間、軽い氷晶は上昇し続ける。終端速度の違いによって、正に帯電した氷晶と負に帯電した霰の鉛直方向の分離が連続的に起きており、lightning bubble はおそらく、その分離高度の上昇によって発生していたと考えられる。

URP 上昇後の水平拡張フェーズでは、URP を形成していた比較的強い反射強度領域の移動方向前面で多くの雷放電が発生していた (図 19-21)。これらの結果は、その比較的強い反射強度領域と周辺領域との間で電界強度が強まっていることを示しており、URP に含まれる粒子は、セル上部にあらかじめ広がっていた氷晶粒子とは逆の電荷を持っていることを支持する。

5.3.2 URP を発生させる降水コアの時間変化

図 9 に示した降水セルと降水コアの上端高度の時間変化に、各 URP の検出地点を加えたものを図 23 に示す。降水コアの上端高度が急上昇する時、URP はその上昇に引き続き発生し、セル上端高度と共に上昇していた。図 23 では、図 9 で省略した降水コア P2、P4-2、P8 の上端高度の時間変化を灰色で示しており、P2 は P1 と、P4-2 は P4 と、P8 は P7 との結合時にそれぞれ URP1、URP5、URP7 が発生している。その発生位置を図 24 に示す水平分布で確認すると、URP1 は P1 に合流した P2 の付近、URP5 は P4 に合流した P4-2 の付近、URP7 は P7 と合流した P8 の付近で 2 つの降水コアが結合した付近で検出されている。これらのことより、P2、P4-2、P8 は急発達によって他の降水コアと一部が結合し、その領域が次第に落下する一方で URP が発生していたことが考えられる。以上の結果は、本研究で降水コアと定義した融解層以上の高度において 1 km^3 以上の体積を持つ降水コア上端が、lightning bubble と同程度の速度で急上昇することが URP 発生に必要な条件であることを示している。

6. まとめ

2015 年 8 月 7 日、近畿地方で局地的大雨をもたらした孤立積乱雲事例について、30 秒ごとにボリュームスキャンデータが得られる 2 台のフェーズドアレイ気象レーダーを用いて観測した。フェーズドアレイ気象レーダーを 2 台用いることで、デュアルドップラー解析を 30 秒毎に実行することができ、この積乱雲のレーダー反射強度と風速場について詳細なデータを得ることができた。そして、この積乱雲内で発生した降水コアと上昇流コアとの関連について調べた。

降水セルは、高度 2 km 以上の領域で、反射強度 40 dBZ 以上の三次元的に連続した領域と定義した。成熟期の降水セルの中心位置を合わせて、反射強度の平均値を算出したコンポジットデータを作成し、各時刻の反射強度がコンポジットした平均値よりも +7dBZ 以上の偏差となる三次元的に連続した領域の中で、高度 5 km 以上に 1 km³ の領域を含むものを降水コアと定義した。上昇流コアは、高度 2 km において、上昇流が 1 m/s 以上の領域が 1 km² 以上のものと定義した。降水コアと上昇流コアは、3 分以上継続したものだけを識別した。

フェーズドアレイ気象レーダーの高速スキャン能力を用いることにより、積乱雲下層での上昇流の位置や強度の変化を、上昇流コアとして識別して追跡することができ、上昇流コアと降水コアの時間発展を詳細に調べることができた。その結果、図 15 に示したように、降水セル内では、1 つの長寿命な上昇流コアとそこから分岐した 3 つの上昇流コアの移動と共に、その周辺で次々と降水コアが生成され、消滅していたことを明らかにした。上昇流コアと降水コアは、互いに影響しあいながらものそれぞれの時間発展は異なっており、上昇流コアは降水コアの時間発展と関連してその位置や強度を変化させながらも、継続して降水セルに水蒸気を供給し続けていた。

本研究で解析した積乱雲は、複数の降水コアと複数の上昇流コアから成る構造であったことを示した。しかしながら、これらの構造が積乱雲によってどのように異なっているのかを明らかにするためには、高時空間解像度での更なる積乱雲の観測が必要である。積乱雲を降水コアや上昇流コアで特徴づけた統計データは、急発達する積乱雲の構造解明へとつながり、局地的大雨による災害を減らすために活用することができる。また、上昇流コアの 3 次元構造を知るためには、積乱雲下層から上層まで品質の良い観測データを入手し、本研究とは異なるデュアルドップラー解析手法を適用する必要がある。

降水セル内の細かな構造である降水コアについて、その三次元構造の 30 秒毎の時間発展が明らかになったことにより、1 秒以下の時間解像度で観測される雷雲内の雷活動との比較が可能となった。そして、降水コア急発達後にその上端高度が降下し始めた時、降水コア上部のより弱いエコーの上端高度が継続して上昇し続ける様子が観測された。そして、その上昇するエコー周辺では、多くの雷放電が発生していた。本研究では、降水コアの上端から反射強度を弱めながら上向きに伸びるエコー領域を **URP** と名付けた。解析対象とした降水セル内では 9 個の **URP** が次々と発生しており、追跡できた平均時間は 3.9 分だった。**URP** 上端の反射強度は時間と共に弱くなるにもかかわらず、その周辺では継続して雷放電が発生していた。これらの観測結果より、霰と氷晶のように異なる電荷を持った粒子が、上昇する **URP** の上端地点付近で鉛直方向に連続的に分離することにより、**URP** の上端地点付近で常に電界強度が強まっていたことが推察される。つまり、**URP** が上昇することによって、より高高度で雷を発生させる電場を形成し、**lightning bubble** を発生させていたと考えられる。今後、**URP** を構成する粒子を明らかにするためには、偏波機能を持ったフェーズドアレイ気象レーダーでの観測が必要である。**URP** 上昇後の積乱雲上端での雷放電との関連について詳しく

調べるためには、高高度で発生する雷放電についてより解像度の高いデータが得られる VHF 帯の電磁波観測装置による観測が必要である。

多くの先行研究の中で、力学的に定義された対流セルと、レーダー反射強度で定義された降水セルは同一のものとして扱われ、積乱雲の構造や時間発展を対流セルの概念で説明されてきた。しかしながら、本研究では、比較的強いレーダー反射強度を示す領域と上昇流領域を明確に区別し、降水コアと上昇流コアを用いて積乱雲の構造を説明した。そして、降水コアと上昇流コアの時間発展が異なっていることを示した。このように、降水セル内のより細かな構造を持つ降水コアの時間変化を明らかにすることで、従来、気象レーダーよりもはるかに細かい時間解像度で観測される雷との比較が可能となり、積乱雲内では降水コアの急発達により URP が繰り返し発生すること、発生した URP が積乱雲上部で発生する雷発生高度の鉛直変化を引き起こす要因の 1 つであることを示した。

付録 A フェーズドアレイ気象レーダーと XRAIN との比較

フェーズドアレイ気象レーダーの観測データには、グラントクラッター、レンジサイドローブ、降雨減衰の影響が含まれている。これらの影響について検討するため、XRAIN によるレーダー反射強度との比較を行った。XRAIN のデータは、偏波パラメータを用いて降雨減衰の影響が取り除かれており (Maesaka et al. 2011)、近畿地方に配備された 4 台のレーダー（六甲: 34.77°N, 135.26°E・葛城: 34.35°N, 135.44°E・田ノ口: 34.83°N, 135.69°E・鷲峰山: 34.83°N, 135.91°E）の反射強度を合成処理して作成する。XRAIN はレンジ幅 150 m、仰角 15°以下の 12 仰角を 5 分間隔で観測する。そのため、影響球半径を 1.0 km に設定し (Kim et al. 2012)、水平・鉛直 250 m 格子のデータを作成した。また、XRAIN と比較するために、フェーズドアレイ気象レーダーの観測データは、吹田と神戸レーダーの反射強度をそれぞれ XRAIN と同じ格子解像度のデータに変換した後、同一格子中で大きい方の反射強度を 5 分間平均して使用した。

比較は 16:45–17:35 の間、図 1 で示す解析領域内に位置する高度 2 km の格子点で行った。その結果を図 A1 に示す。フェーズドアレイ気象レーダーで反射強度 40 dBZ 以下では、XRAIN の反射強度が特により低い反射強度域で広くばらつく。しかし、反射強度 40 dBZ 以上では XRAIN との相関がみられ、その相関係数は 0.79、バイアス平均値は 1.0 dBZ、標準偏差は 3.4 dBZ だった。これらの結果は、反射強度 40 dBZ 以上のデータは、グラントクラッター、レンジサイドローブ、降雨減衰の影響が小さいことを示す。

また、16:50、16:55、17:00 の高度 8 km におけるフェーズドアレイ気象レーダーと XRAIN の反射強度分布を図 A2 に示す。フェーズドアレイ気象レーダーで観測された反射強度の方が、より強い極大値を示しているが、分布傾向は類似している。しかし

ながら、フェーズドアレイ気象レーダーで観測された反射強度分布には、各レーダーサイトから見た降水エコーの背後にあたる北東部と北西部に、主に 40 dBZ 以下の反射強度域がレーダービーム方向に長く伸びるレンジサイドローブの影響が見られる。そのため、これらの領域は解析資料内で明示し、着目しないように解析した。

謝辞

本論文をまとめるにあたり、名古屋大学宇宙地球環境研究所の坪木和久教授には長い間、数多くの議論をする機会を作って頂きました。その中で、研究の基本的なことから専門的なことまで幅広く、多くのことを教えて頂きました。加えて、常に研究が続けられるようご配慮頂きましたこと、心より感謝申し上げます。高橋暢宏教授には、審査の際に大変有益なコメントを頂きました。篠田太郎准教授には、ゼミでの議論において、的確で有益な助言を数多く頂きました。金田幸恵特任助教には、日ごろから議論に付き合って頂き、研究を進めるに当たり細やかなご指導を頂きました。加藤雅也研究員には、難解なプログラムや数式を理解する際に、ご助力頂きました。厚く御礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、情報通信研究機構の中川勝広博士、佐藤晋介博士にはフェーズドアレイ気象レーダーの基本原理や観測データの特性・品質等について教えて頂きました。両博士と併せまして、情報通信研究機構の安井元昭氏、青木哲郎氏、久保田実氏にはフェーズドアレイ気象レーダーを使った研究を続ける機会を作って頂きましたこと、心より感謝致します。大阪大学の牛尾知雄教授、電気通信大学の菊池博史助教より **BOLT** のデータを頂き、解析方法などを教えて頂きました。防災科学技術研究所の清水慎吾博士にはデュアルドップラー解析について教えて頂きました。気象研究所の山田芳則博士には、ドップラー速度の品質管理方法について教えて頂きました。解析に使用した **XRAIN** のデータは、国土技術政策総合研究所（国総研）から頂きました。ここに深く感謝致します。

最後に、名古屋大学宇宙地球環境研究所の気象学研究室で共に過ごした皆様からは数多くのご助言や励ましを頂き、研究を続けることができました。本当にありがとうございました。

参考文献

- Bruning, E. C., W. D. Rust, T. J. Schuur, D. R. MacGorman, P. R. Krehbiel, and W. Rison, 2007: Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TELEX. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2525–2544.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr., 1949: The Thunderstorm: *Report of the Thunderstorm Project*. U.S. Government Printing Office, 287 pp.
- Calhoun, K. M., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, and M. I. Biggerstaff, 2013: Evolution of lightning activity and storm charge relative to dual-Doppler analysis of a high-precipitation supercell storm, *Mon. Weather Rev.*, **141**, 2199–2223.
- Dolan, B., and S. A. Rutledge, 2009: A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2071–2088.
- Emersic, C., P. L. Heinselman, D. R. MacGorman, and E. C. Bruning, 2011: Lightning activity in a hail-producing storm observed with phased-array radar, *Mon. Weather Rev.*, **139**, 1809–1825.
- Ishihara, M., 2012: Radar echo population of thunderstorms generated on the 2008 Zoshigaya-rainstorm day and nowcasting of thunderstorm-induced local heavy rainfalls. Part II: A feasibility study on nowcasting of thunderstorm-induced local heavy rainfalls. *Tenki*, **59**, 563–577 (in Japanese).
- Isoda, F., S. Satoh, and T. Ushio, 2018: Temporal and spatial characteristics of localized rainfall on 26 July 2012 observed by phased array weather radar. *SOLA*, **14**, 64–68.
- Japan Meteorological Agency, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. [Available at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/index.htm>.]

- Kato, A., and M. Maki, 2009: Localized heavy rainfall near Zoshigaya, Tokyo, Japan on 5 August 2008 observed by X-band polarimetric radar –Preliminary analysis–. *SOLA*, **5**, 89–92.
- Kingsmill, D. E., and R. M. Wakimoto, 1991: Kinematic, dynamic, and thermodynamic analysis of a weakly sheared severe thunderstorm over northern Alabama. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 262–297.
- Kim, D.-S., M. Maki, S. Shimizu, and D.-I. Lee, 2012: X-band dual-polarization radar observations of precipitation core development and structure in a multi-cellular storm over Zoshigaya, Japan, on August 5, 2008. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 701–719.
- Kouketsu, T., H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeushi, T. Shinoda, K. Tsuboki, M. Kubo, and K. Muramoto, 2015: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **32**, 2052–2074.
- Lhermitte, R. M., and P. Krehbiel, 1979: Doppler radar and radio observations of thunderstorms. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, **17**, 162–171.
- Lhermitte, R., and E. Williams, 1985: Thunderstorm electrification: A case study. *J. Geophys. Res.*, **90**(D4), 6071–6078.
- Lund, N. R., D. R. MacGorman, T. J. Schuur, M. I. Biggerstaff, and W. D. Rust, 2009: Relationships between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system, *Mon. Weather Rev.*, **137**, 4151–4170.
- MacGorman, D. R., and W. D. Rust, 1998: *The Electrical Nature of Storms*. Oxford Univ. Press, pp. 422.
- MacGorman, D. R., M. S. Elliott, and E. DiGangi, 2017: Electrical discharges in the overshooting tops of thunderstorms, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 2929–2957.

- Mansell, E. R., D. R. MacGorman, C. L. Ziegler, and J. M. Straka, 2005: Charge structure in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **110**, D12101.
- Maesaka, T., M. Maki, K. Iwanami, S. Tsuchiya, K. Kieda, and A. Hoshi, 2011: Operational rainfall estimation by X-band MP radar network in MLIT, Japan. Proceedings of the Thirty-fifth Conference on Radar Meteorology, 12–18. [Available at https://ams.confex.com/ams/35Radar/webprogram/Manuscript/Paper191685/35RADAR_Maesaka.pdf.]
- Moroda, Y., K. Tsuboki, S. Sato, K. Nakagawa, T. Ushio, and S. Shimizu, 2021: Structure and Evolution of Precipitation Cores in an Isolated Convective Storm Observed by Phased Array Weather Radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **99**, 765–784.
- Moroda, Y., K. Tsuboki, S. Sato, K. Nakagawa, T. Ushio, and H. Kikuchi, 2022: Lightning Bubbles Caused by Upward Reflectivity Pulses above Precipitation Cores of a Thundercloud. *SOLA*, **18**, 98–101(TBA).
- Nelson, S. P., and R. A. Brown, 1982: Multiple Doppler radar derived vertical velocities in thunderstorms. I: Error analysis and solution techniques. *NOAA Tech. Memo., ERL NSSL*, **94**, 10 pp.
- Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607–1625.
- Ruiz, J. J., T. Miyoshi, S. Satoh, and T. Ushio, 2015: A quality control algorithm for the Osaka phased array weather radar. *SOLA*, **11**, 48–52.
- Saunders, C. P. R., and S. L. Peck, 1998: Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during graupel/crystal collisions. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13,949–13,956.

- Shimizu, S., H. Uyeda, Q. Moteki, T. Maesaka, Y. Takaya, K. Akaeda, T. Kato, and M. Yoshizaki, 2008: Structure and formation mechanism on the 24 May 2000 supercell-like storm developing in a moist environment over the Kanto Plain, Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2389–2407.
- Shimizu, S., and H. Uyeda, 2012: Algorithm for the identification and tracking of convective cells based on constant and adaptive threshold methods using a new cell-merging and -splitting scheme. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 869–889.
- Shusse, Y., K. Tsuboki, B. Geng, H. Minda, and T. Takeda, 2005: Structure and evolution of deeply developed convective cells in a long-lived cumulonimbus cloud under a weak vertical wind-shear condition. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 351–371.
- Shusse, Y., and K. Tsuboki, 2006: Dimension characteristics and precipitation efficiency of cumulonimbus clouds in the region far south from the mei-yu front over the eastern Asian continent. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1942–1953.
- Shusse, Y., M. Maki, S. Shimizu, K. Iwanami, T. Maesaka, S. Suzuki, N. Sakurai, and R. Misumi, 2015: Relationship between precipitation core behavior in cumulonimbus clouds and surface rainfall intensity on 18 August 2011 in the Kanto Region, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 215–228.
- Straka, J. M., D. S. Zrnic', and A. V. Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341–1372.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1536–1548.
- Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa,

- and K. Nagaya, 1982: Modification of convective snow-clouds in landing the Japan sea coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 967–977.
- Tsuchiya, S., M. Kawasaki, and H. Godo, 2015: Improvement of the radar rainfall accuracy of XRAIN by modifying of rainfall attenuation correction and compositing radar rainfall. *J. Japan Soc. Civ. Eng.*, **71**, I_457–I_462 (in Japanese).
- Tuttle, J. D., V. N. Bringi, H. D. Orville, and F. J. Kopp, 1989: Multiparameter radar study of a microburst: Comparison with model results. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 601–620.
- Ushio, T., S. J. Heckman, H. J. Christian, and Z. I. Kawasaki, 2003: Vertical development of lightning activity observed by the LDAR system: Lightning bubbles, *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 165–174.
- Wakimoto, R. M., and V. N., Bringi, 1988: Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1521–1539.
- Yoshida, S., T. Wu, T. Ushio, K. Kusunoki, and Y. Nakamura, 2014: Initial results of LF sensor network for lightning observation and characteristics of lightning emission in LF band, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 12,034–12,051.
- Yoshida, S., T. Adachi, K. Kusunoki, S. Hayashi, T. Wu, T. Ushio, and E. Yoshikawa 2017: Relationship between thunderstorm electrification and storm kinetics revealed by phased array weather radar, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 3821–3836.
- Yoshikawa, E., T. Ushio, Z. Kawasaki, S. Yoshida, T. Morimoto, F. Mizutani, and M. Wada, 2013: MMSE beam forming on fast-scanning phased array weather radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **51**, 3077–3088.
- Ziegler, C. L., D. R. MacGorman, P. S. Ray, and J. E. Dye, 1991: A model evaluation of non-

inductive graupel-ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm, *J.*

Geophys. Res., **96**, 12,833–12,855.

表 1. フェーズドアレイ気象レーダー（吹田/神戸）の仕様

Suita / Kobe	
Transmitted frequency	9430 MHz / 9320 MHz
Transmission power	430 W
Transmission beam of vertical width	5°–10°
Number of antenna elements	128 (transmission: 24)
Horizontal scan	Mechanical scan (rotation rate: 2.0 rpm)
Vertical scan	Electric scan (0°–90° within 0.1 sec)
Range coverage	60 km
Range resolution	100 m
Azimuthal resolution	1.2°
Elevational resolution	~1.0°
PRF*	1370 Hz / 1712 Hz (dual PRF)
Nyquist velocity*	10.9 m s ⁻¹ , 13.6 m s ⁻¹ / 11.0 m s ⁻¹ , 13.8 m s ⁻¹

* PRF, Nyquist velocity は仰角方向で変わるため、下層仰角の値のみ表示。

表 2. 解析対象の降水セル中で識別された降水コアの特徴

Name of precipitation core	Lifetime of precipitation core	Average Reflectivity (dBZ)	Average Area (km ²)	Maximum Area (km ²)	Maximum Height (km)	Maximum Volume (km ³)
P1	12.5 min (1645:30 - 1658:00 LST)	56	3.6	7.4	11.00	28.5
P2	3.0 min (1645:30 - 1648:30 LST)	58	2.9	3.9	9.75	14.1
P3	4.5 min (1700:30 - 1705:00 LST)	56	1.0	1.9	8.75	7.5
P4	10.5 min (1704:30 - 1715:00 LST)	57	1.9	4.0	9.00	11.8
P5	7.0 min (1707:00 - 1714:00 LST)	57	1.4	2.4	9.25	16.4
P4-2	1.5 min (1709:00 - 1710:30 LST)	58	1.9	2.4	8.75	6.4
P6	12.5 min (1712:30 - 1725:00 LST)	57	3.5	7.4	10.25	31.9
P7	14.5 min (1715:00 - 1729:30 LST)	59	3.6	6.8	10.50	41.6
P8	2.0 min (1720:00 - 1722:00 LST)	59	4.7	6.0	8.75	23.6
P9	4.5 min (1730:00 - 1734:30 LST)	57	2.6	5.6	8.25	14.6

表 3. 解析対象の降水セル中で識別された上昇流コアの特徴

Name of updraft core	Lifetime of updraft core		Average Updraft (m s^{-1})	Average Area (km^2)	Maximum Area (km^2)	Maximum VFWV ($\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$)	Total WVIA (kg)
U1	73.5 min	(1626:30 - 1740:00 LST)	3.3	8.6	22.1	120	1.9×10^9
U2	14.5 min	(1633:30 - 1648:00 LST)	2.3	2.1	3.5	61	6.5×10^7
U2-2	9.5 min	(1641:00 - 1650:30 LST)	2.2	1.8	3.2	47	3.4×10^7
U3	7.5 min	(1652:00 - 1659:30 LST)	5.7	1.9	3.3	175	8.4×10^7
U1-2	33.5 min	(1701:30 - 1735:00 LST)	2.0	4.6	12.9	43	2.9×10^8
U4	23.0 min	(1709:30 - 1732:30 LST)	2.1	4.2	9.4	74	1.9×10^8
U1-3	5.0 min	(1710:00 - 1715:00 LST)	4.1	5.0	13.0	76	6.6×10^7
U4-2	7.0 min	(1714:30 - 1721:30 LST)	2.3	3.3	9.4	44	3.8×10^7
U1-4	24.0 min	(1722:30 - 1746:30 LST)	3.4	5.9	18.1	94	3.5×10^8
U5	7.5 min	(1725:00 - 1732:30 LST)	2.6	2.8	5.2	58	4.9×10^7

表 4 . 解析対象の降水セル内で検出された URP の特徴

Name of URP	First detection time (LST)	Tracking period (min)	Maximum height (km)	Vertical velocity (m s^{-1})	Number of flash initiations	Vertical velocity of flash initiations (m s^{-1})
URP1	1648:00	4.5	12.75	12	7	15
URP2	1655:30	3.5	12.25	19	45	18
URP3	1704:00	2.0	11.00	23	27	10
URP4	1706:00	3.0	11.00	17	18	7
URP5	1713:00	3.0	11.50	16	35	7
URP6	1717:00	5.0	14.00	19	26	17
URP7	1720:30	7.0	12.75	11	15	9
URP8	1734:00	3.0	10.50	14	11	7
URP9	1738:30	4.0	11.75	16	17	14

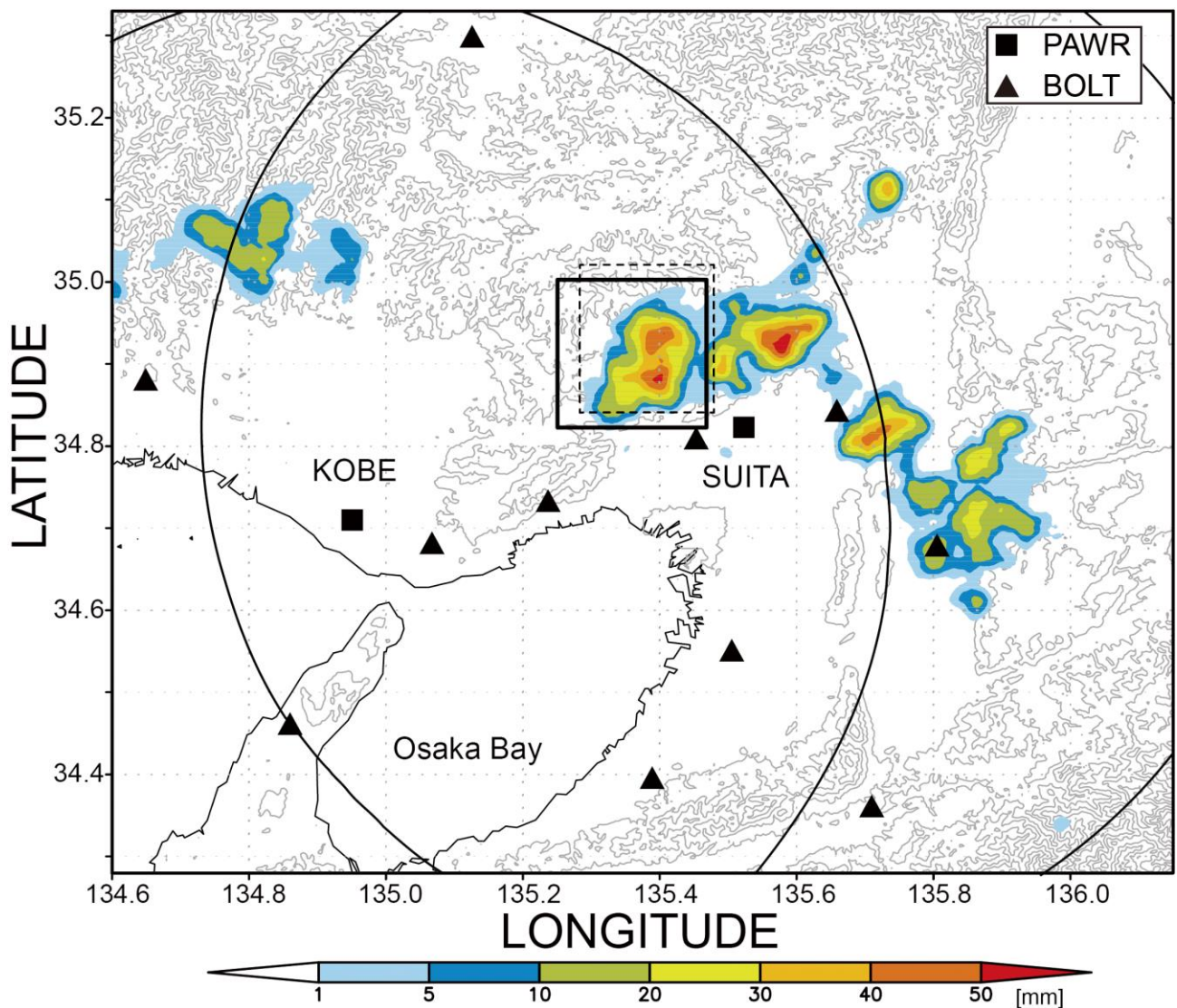


図 1. 2 台のフェーズドアレイ気象レーダー配置（黒四角）と BOLT のセンサ配置（黒三角）、レーダーの観測範囲（レーダーから半径 60 km の円）を示す。四角で囲んだ領域は本研究の解析領域、破線の四角で示す領域は雷観測データを含む画像（図 16）作成時の解析領域。カラーは 2015 年 8 月 7 日 16:00–18:00 の XRAIN の積算降水量、灰色のコンターは 200 m 毎の標高を表す。この領域の広域地図は図 4 に示す。

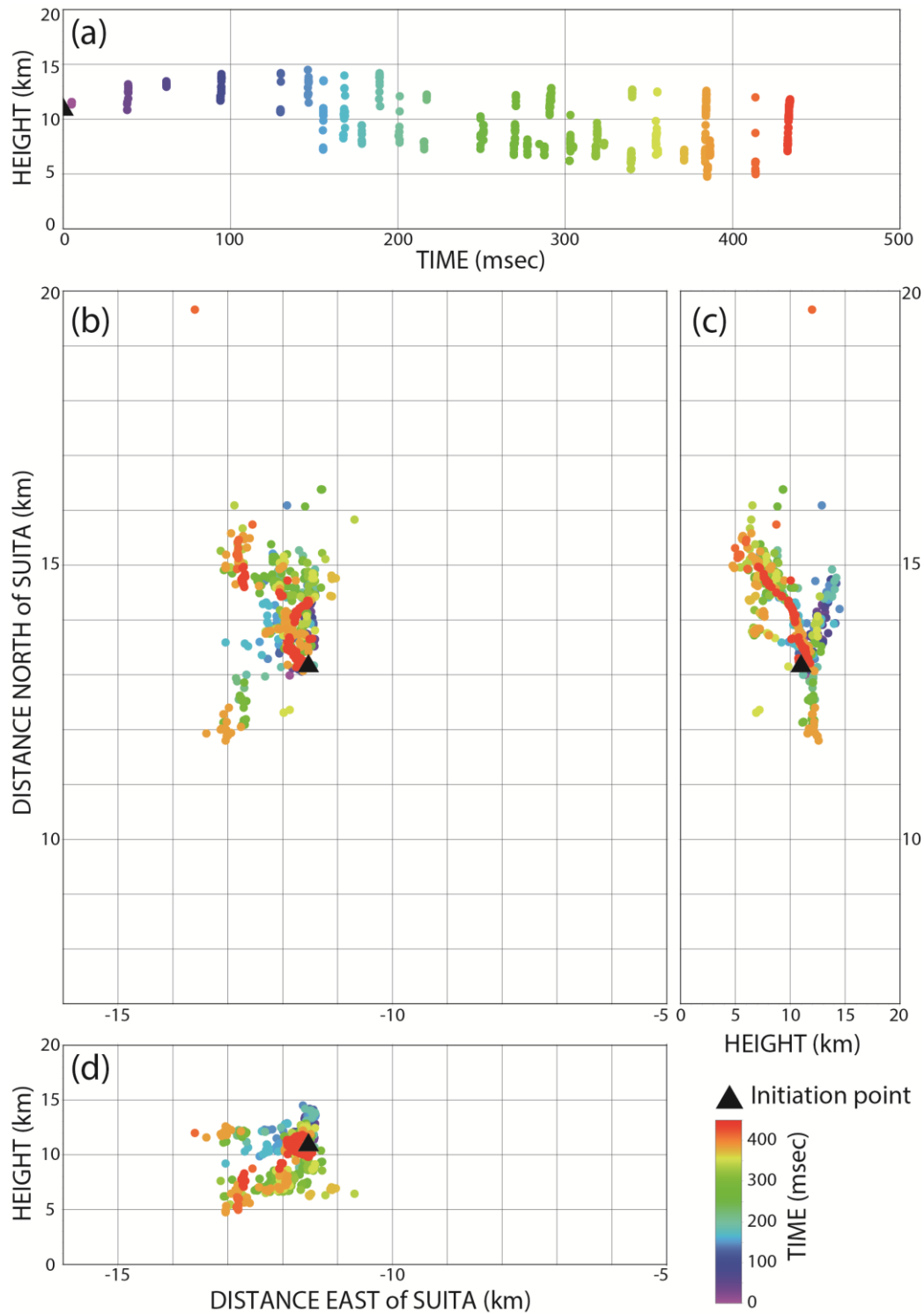


図 2. BOLT で 1658:40(LST)に観測した雲間雷の放電路の三次元時間変化。(a) 時間高度分布、(b) 水平分布、(c) 鉛直分布（東西）、(d) 鉛直分布（南北）。カラーは最初に観測された標定点との時間差、三角形は放電開始点を示す。

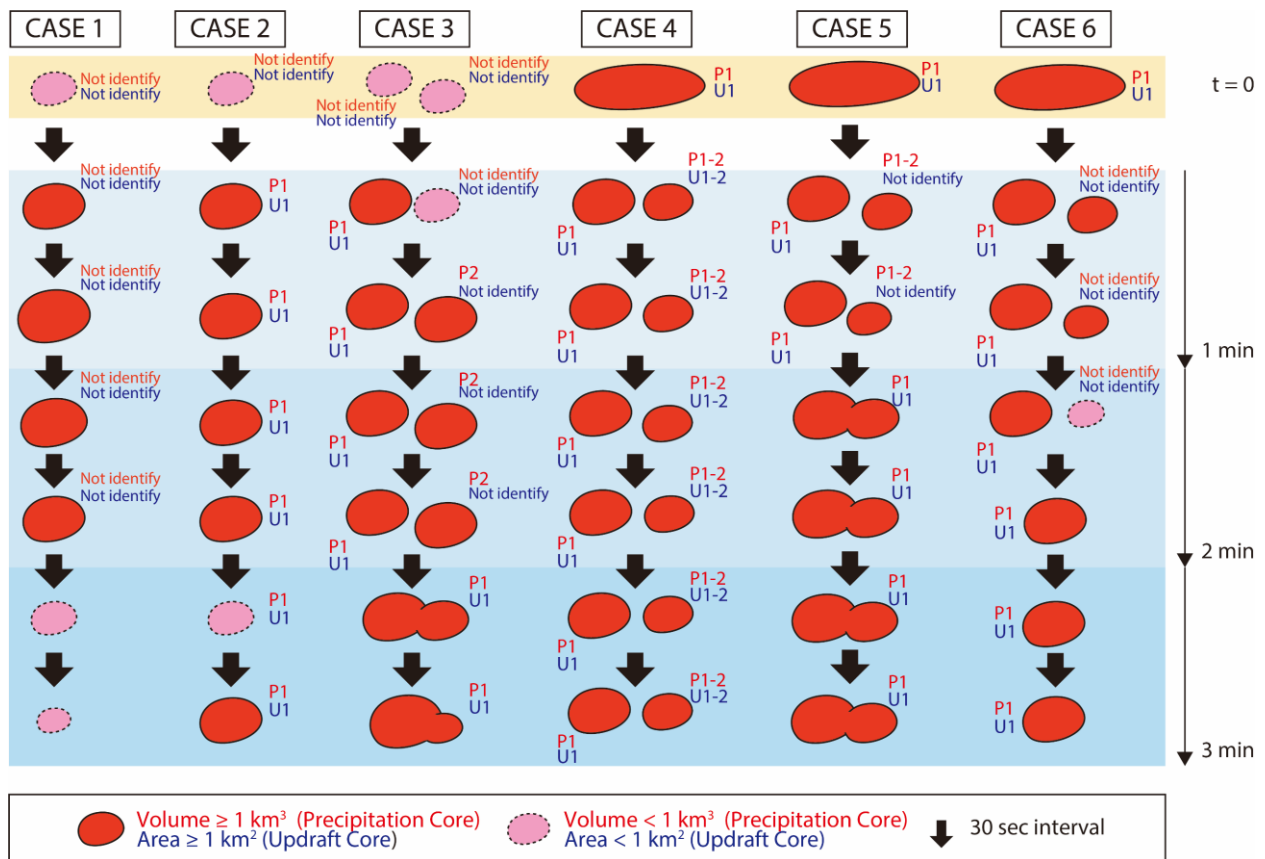


図 3. 降水コアと上昇流コアの識別・追跡方法の概念図。特別な 6 つの場合について示す。線で囲まれた領域は、降水コアの体積 1 km^3 以上、もしくは上昇流コアの面積 1 km^2 以上を示し、破線で囲まれた領域は、体積 1 km^3 未満、もしくは面積 1 km^2 未満の領域を示す。識別された降水コアの名前は赤字、上昇流コアの名前は青字で表記している。ハイフン付きの名前は分岐した降水コア、もしくは上昇流コアを示す。

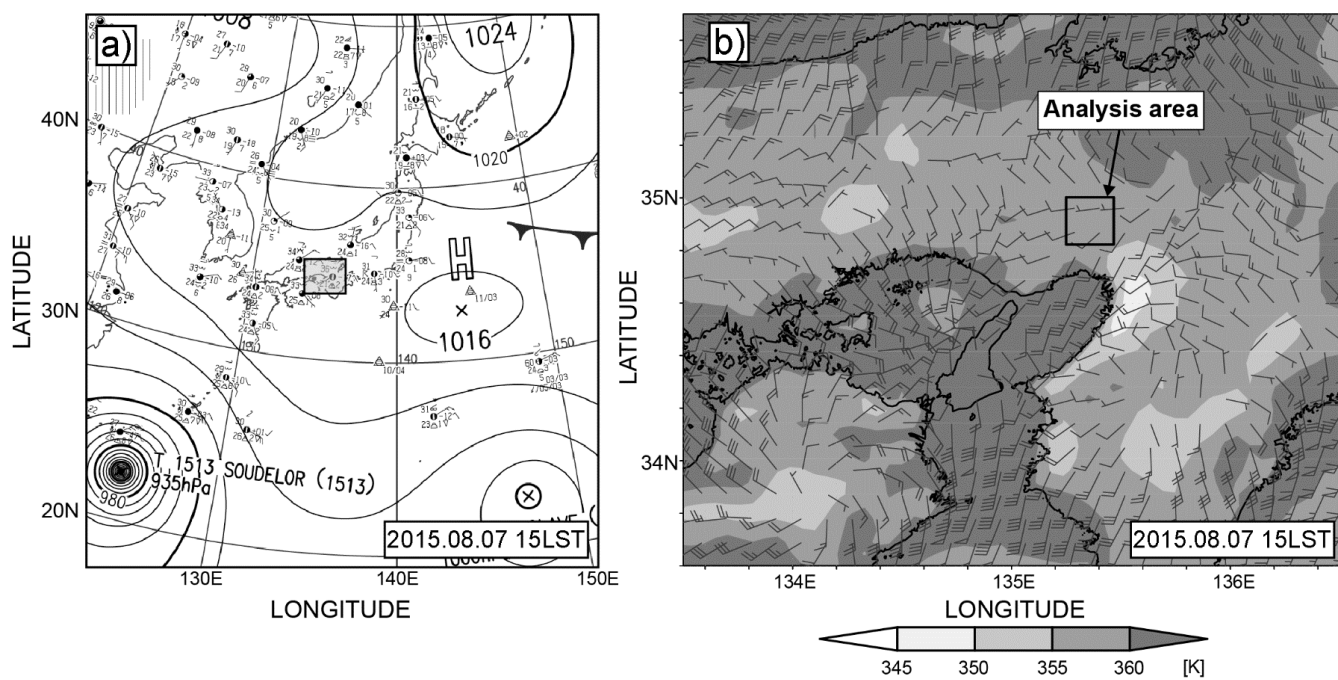


図 4. a) 2015 年 8 月 7 日 15:00 の地上天気図。四角で示す領域は図 4b の領域を表す。b) 2015 年 8 月 7 日 15:00 の気象庁のメソ解析データによる地上風（矢羽根は 1 m/s、半分の長さの矢羽根は 0.5 m/s の風速を示す）と地上の相当温位を示す。

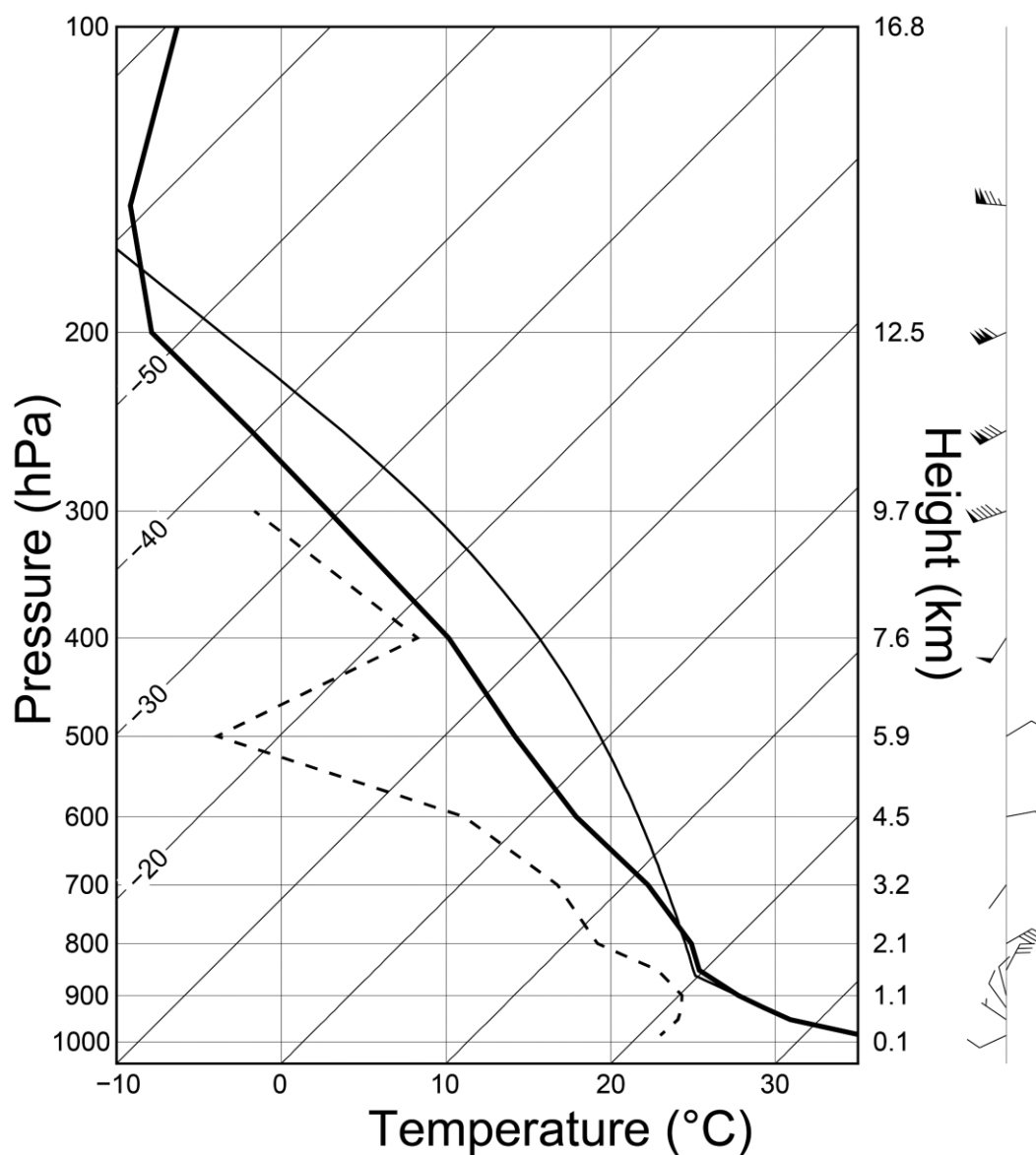


図 5. 2015 年 8 月 7 日 15 時の気象庁メソ客観解析データによる解析領域平均の気温（太線）・露点温度（破線）・風向風速の鉛直プロファイル（右軸）を示す。950 hPa 高度からパーセルを断熱上昇させた気温を細い黒線で表す。ペナントは 5 m/s、矢羽根は 1 m/s、半分の長さの矢羽根は 0.5 m/s の風速を示す。

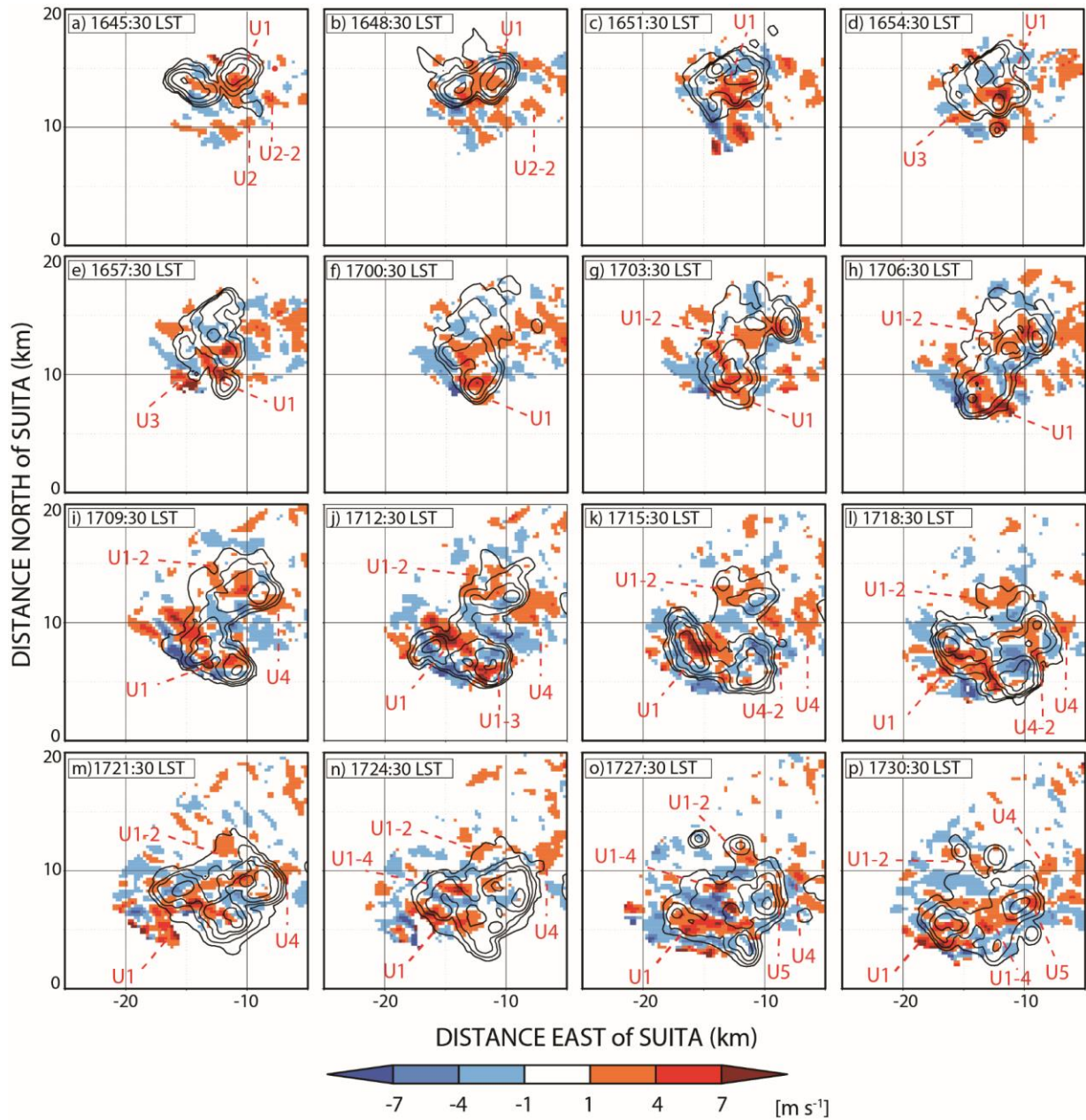


図 6. 高度 2 km の鉛直風と、高度 6 km のレーダー反射強度の平面図。カラーはフェーズドアレイ気象レーダーのドップラー速度から見積もった鉛直速度、暖色は上昇流、寒色は下降流を示す。黒いコンターはレーダー反射強度で、40 dBZ 以上を 5 dBZ 毎に描画した。

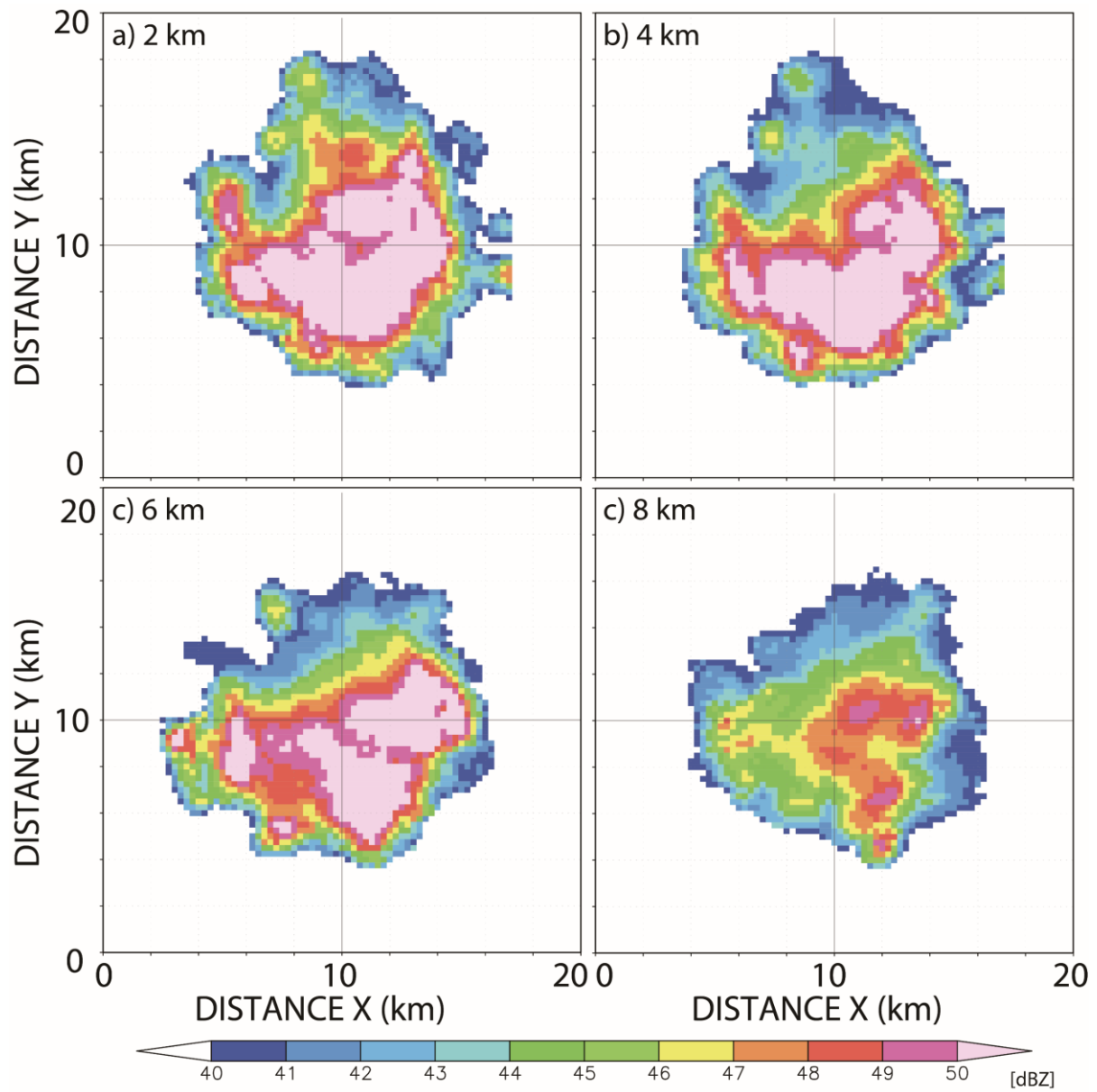


図 7. 降水セル成熟期（16:45:30–17:34:30）のレーダー反射強度をコンボジットした値の各高度の平面分布。コンボジット中心（ $x = 10, y = 10$ ）は各時刻の降水セル中心地点とする。

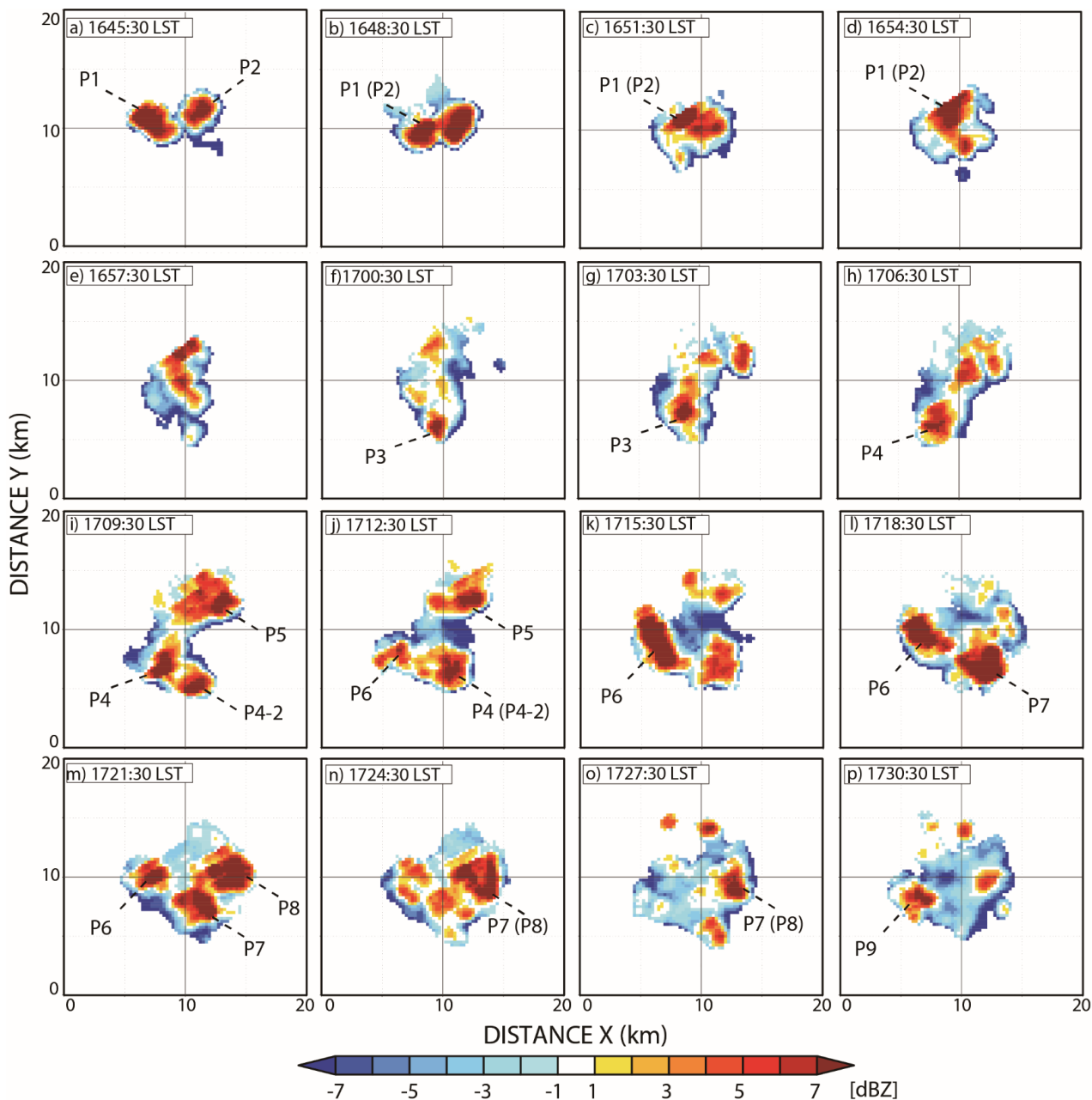


図 8. 高度 6 km における各時刻のレーダー反射強度からコンポジットした値からの差分値の平面分布。暖色は正の偏差、寒色は負の偏差を示す。コンポジット中心 ($x = 10, y = 10$) は各時刻の降水セル中心地点とする。

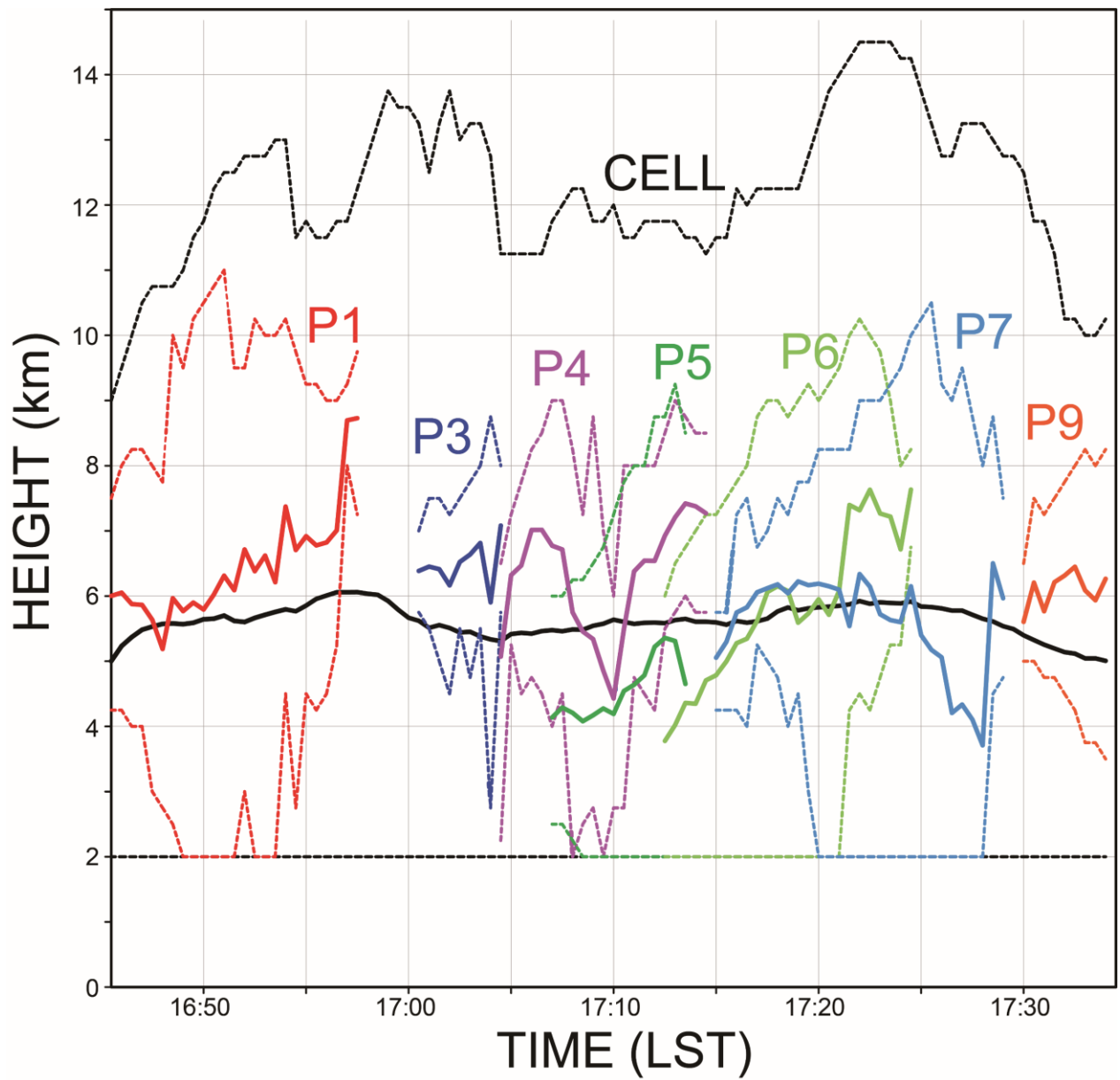


図 9. 降水セル（黒線）と降水コア（カラー線）の高度時間変化。破線は上端高度と下端高度を示し、太線は中心高度を示す。

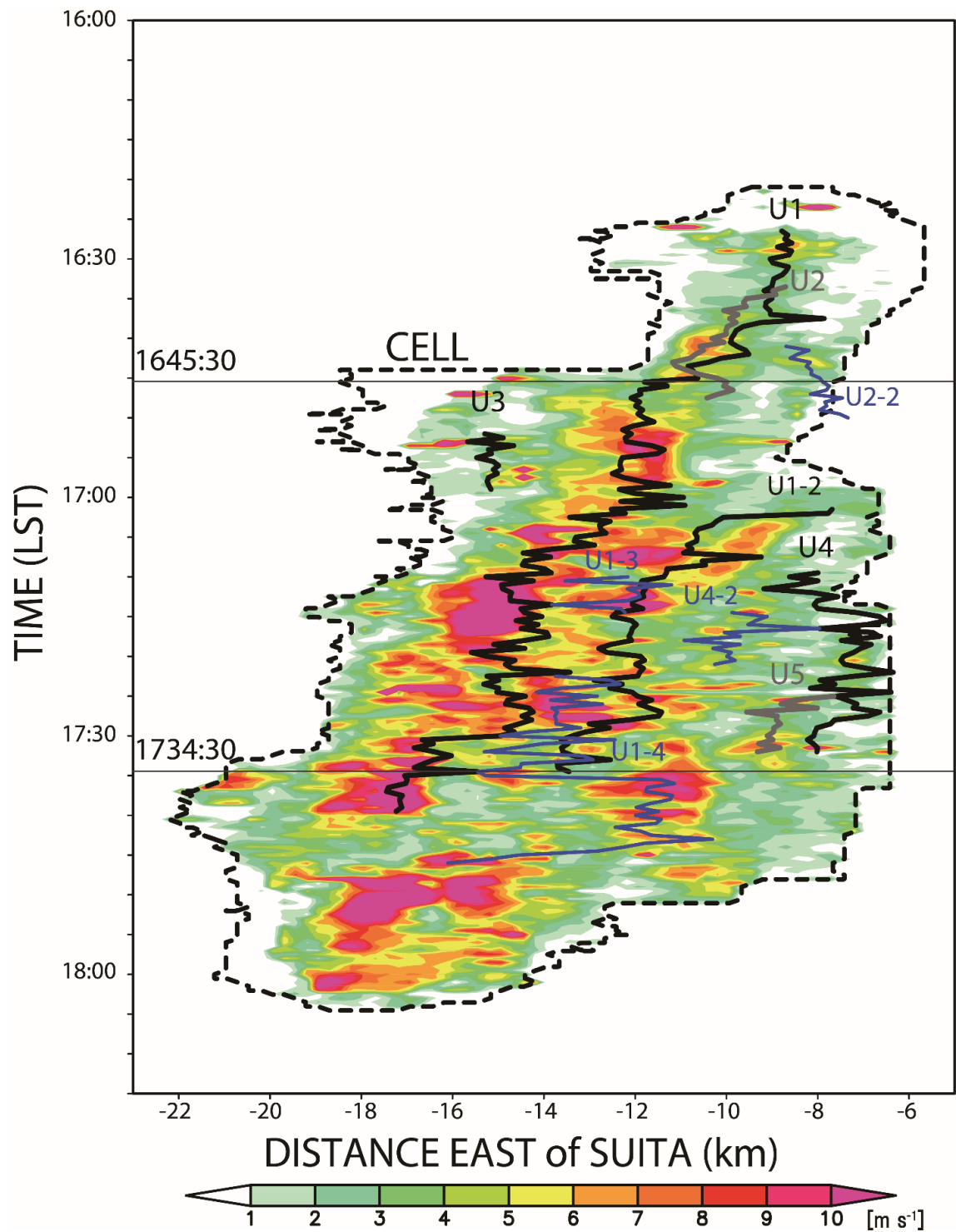


図 10. 降水セル内における高度 2 km 上昇流南北最大値を東西方向に投影した距離-時間分布。黒・灰・青線は式(1)で算出された上昇流コアの中心地点を示す。破線は、高度 2 km 以上の降水セル領域の最西端と最東端を示す。

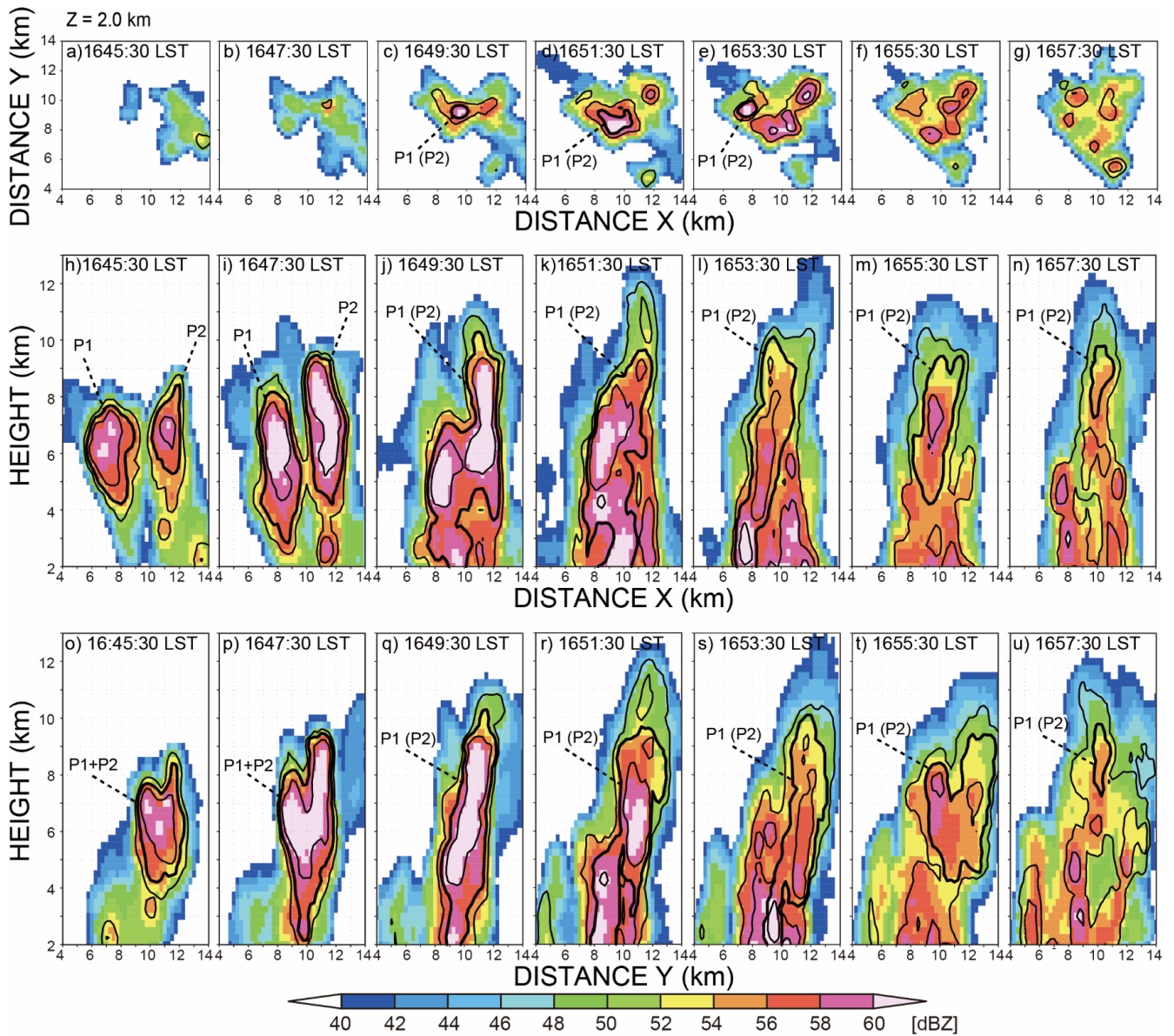


図 11. 高度 2 km のレーダー反射強度と反射強度偏差平面図（上段）、南北方向 4–14 km の最大値を東西方向に投影したレーダー反射強度と反射強度偏差の鉛直分布図（中段）、東西方向 4–14 km の最大値を南北方向に投影したレーダー反射強度と反射強度偏差の鉛直分布図（下段）を示す。黒の太線は降水コア P1 と P2 の領域を示し、細い黒線は反射強度偏差 +4, +7, +10 dBZ のコンターを示す。コンポジット中心 ($x = 10, y = 10$) は各時刻の降水セル中心地点とする。

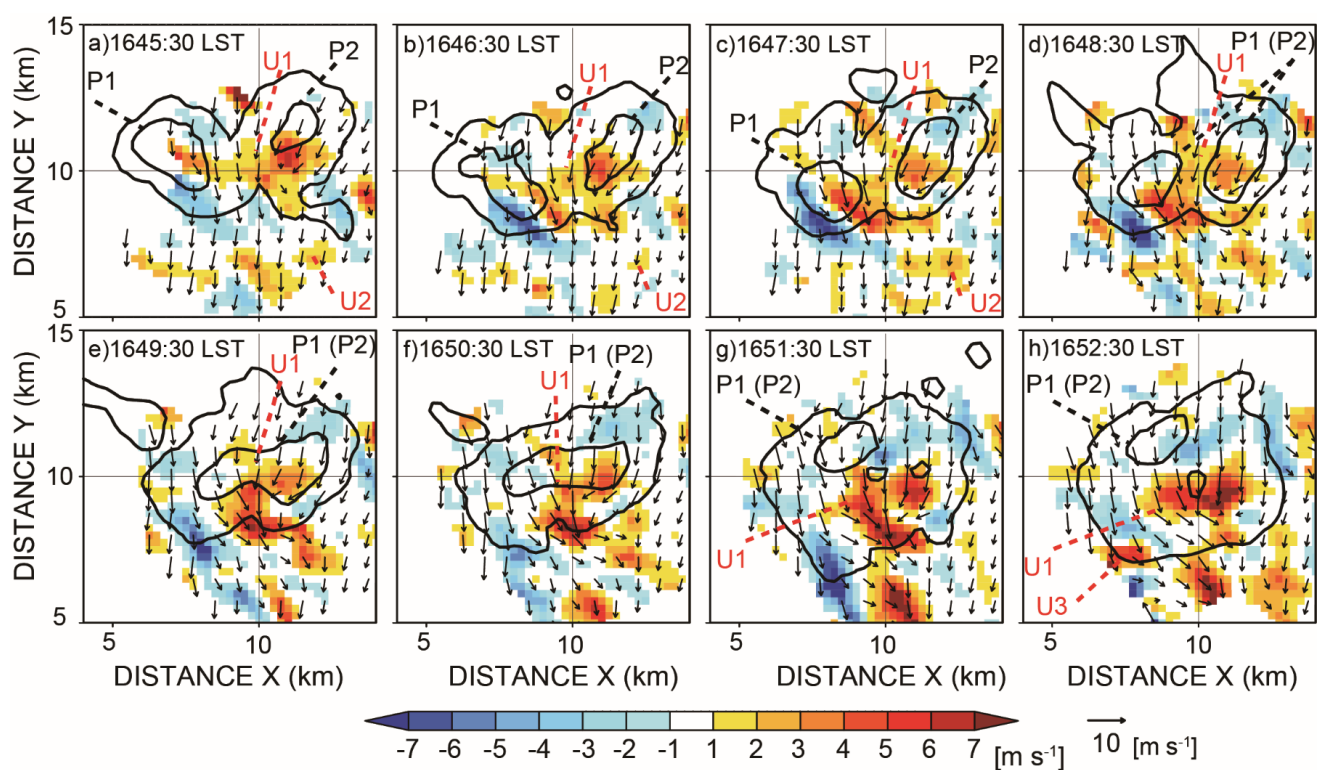


図 12. 高度 6 km の降水セル（外側の太線）と降水コア（内側の太線）の水平分布を高度 2 km の水平風（矢印）と鉛直風（カラー）に重ね合わせた平面図。コンポジット中心（ $x = 10, y = 10$ ）は各時刻の降水セル中心地点とする。

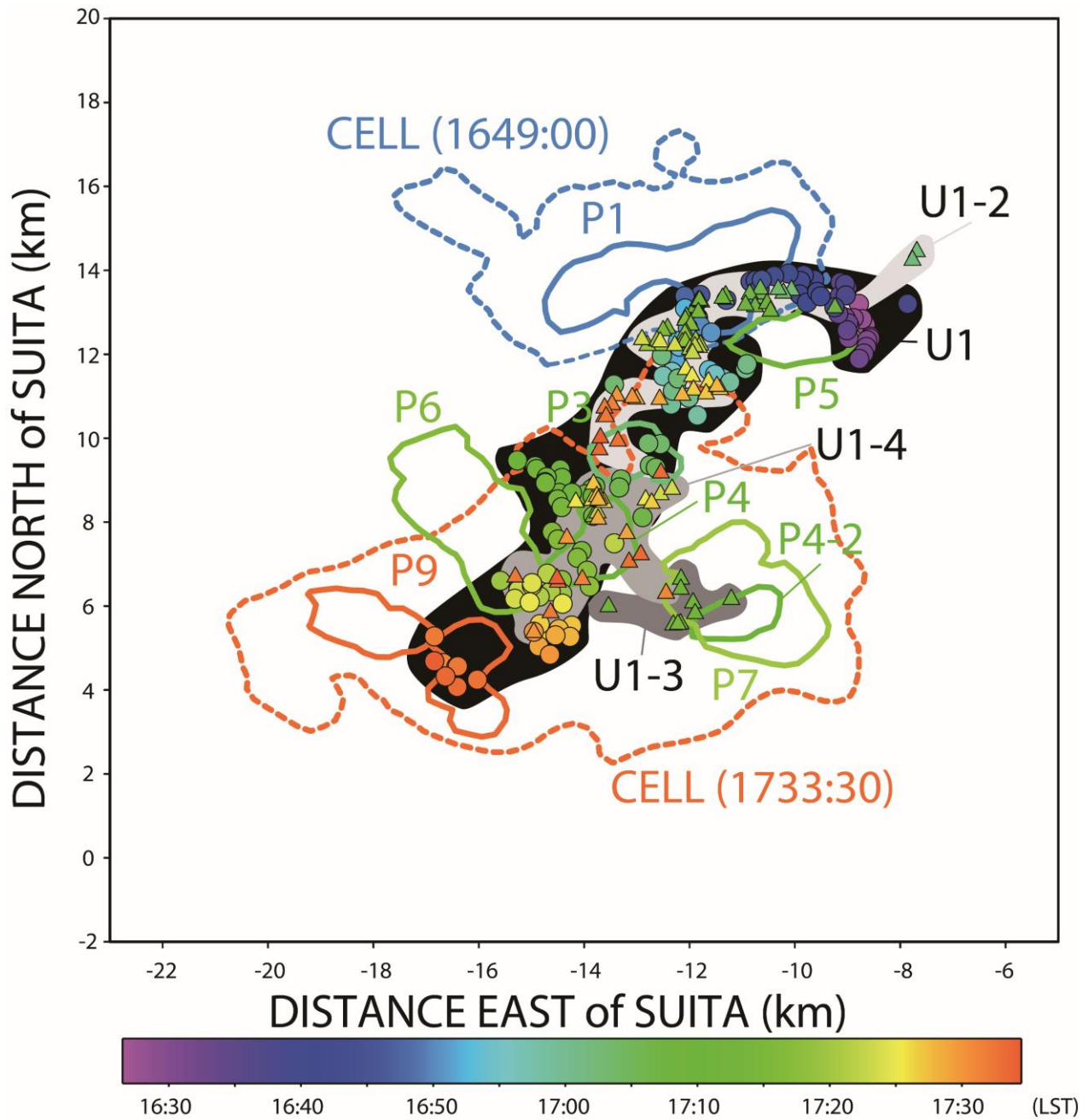


図 13. 高度 6 km における降水セルと降水コア領域、高度 2 km の上昇流コア中心地点 (U1, U1-2, U1-3, U1-4) を示す。太線は各降水コアの最大面積観測時刻の領域を示し、破線は降水コア P1 と P9 が最大面積となった時 (16:49:00, 17:33:30) の降水セルの面積を表す。丸は各時刻の上昇流コア U1 の中心位置、三角は各時刻の分岐した上昇流コア (U1-2, U1-3, U1-4) の中心位置を示す。カラーは観測時刻を示し、黒や灰色で塗りつぶした領域は、各の上昇流コアの中心地点が通過した領域を表す。

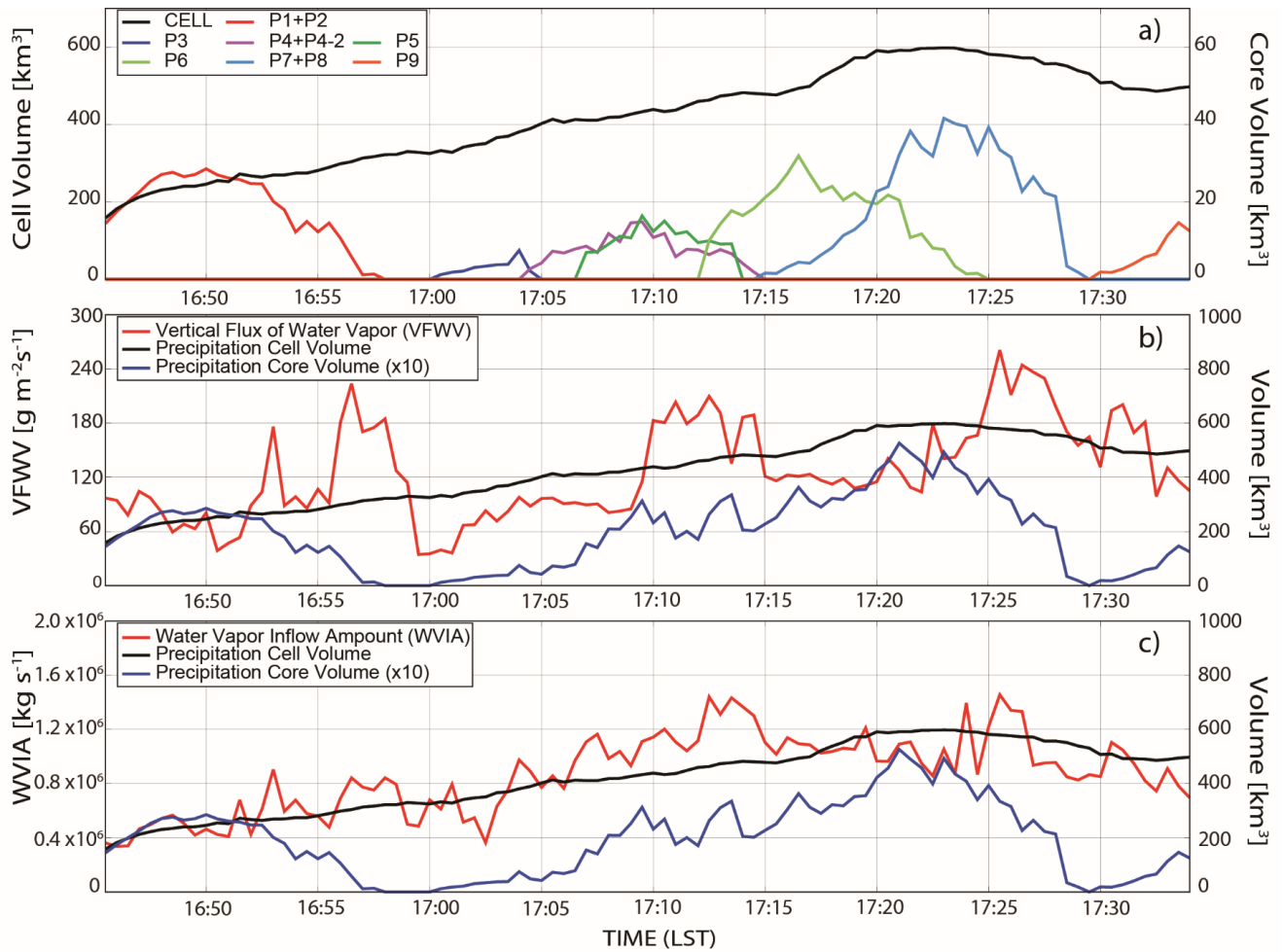


図 14. (a)降水セル（黒線）と降水コア（カラー）の時間変化、(b) 全上昇流コアで積算した vertical flux of water vapor（VFWV：赤線）、降水セル体積（黒線）、全降水コア積算体積（青線）の時間変化、(c) 全上昇流コアで積算した water vapor inflow amount（WVIA：赤線）、降水セル体積（黒線）、全降水コア積算体積（青線）の時間変化を示す。

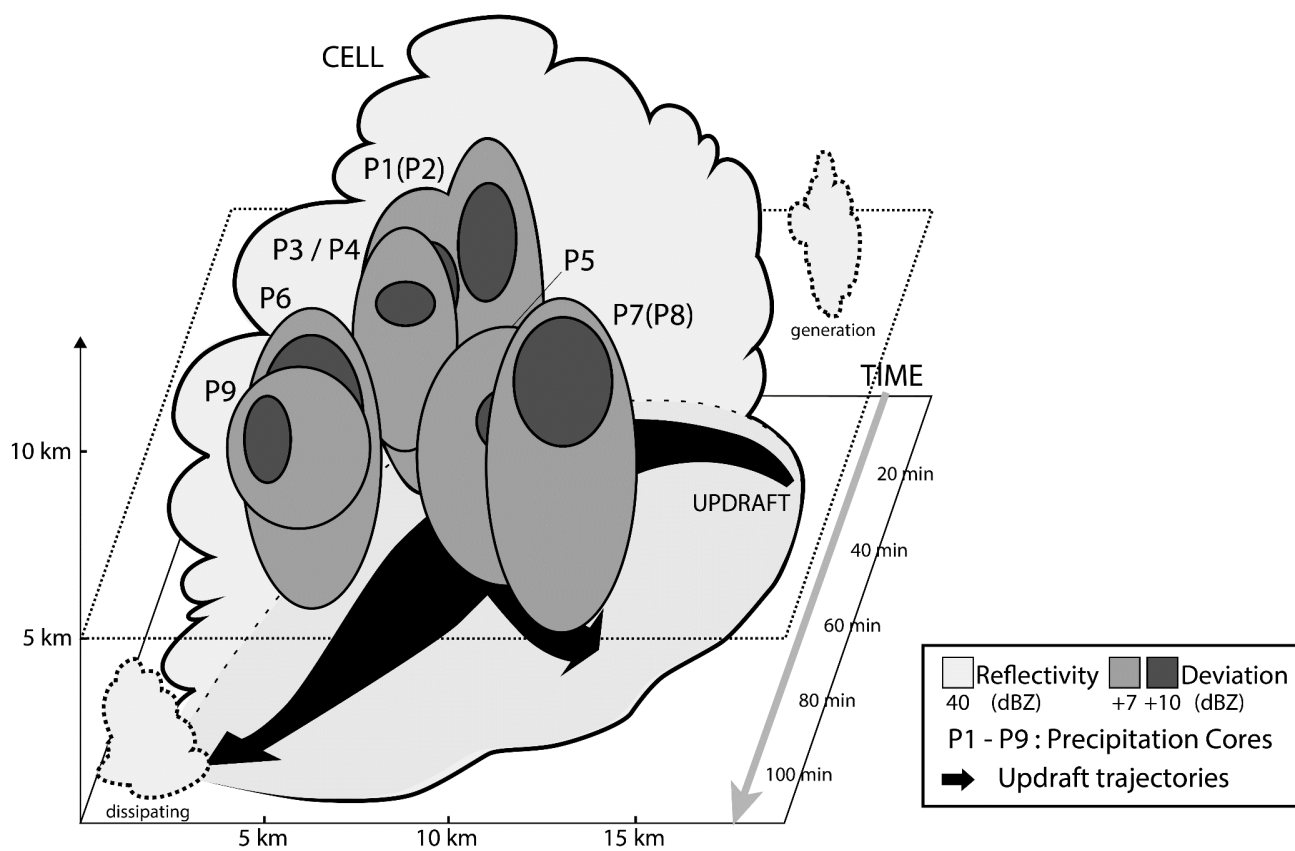


図 15. 解析された降水セル内における降水コア・上昇流コアの概念図。

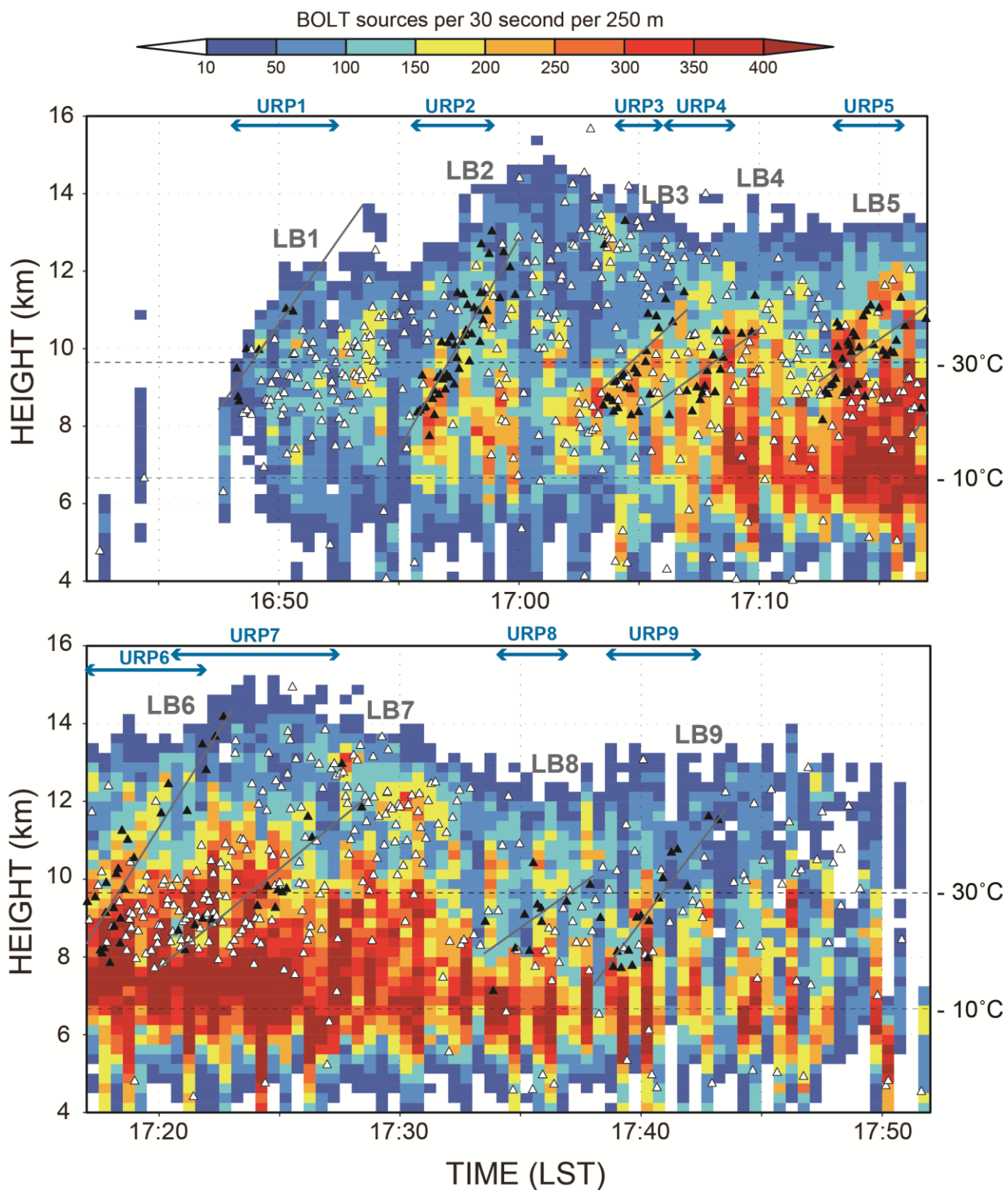


図 16. 解析領域内（図 1 の破線四角）における BOLT 標定点密度の時間高度分布（カラー）と放電開始点（黒と白色の三角形）の時間高度断面。BOLT 標定点密度は 30 秒毎、高度 250 m 毎に表示。灰色の直線（LBs 1-9）は、黒三角で示す放電開始点の高度変化の近似曲線を示しており、黒三角で示す放電開始点は図 17 で示す黒三角の放電開始点と同じ。観測された URPs 1-9 の追跡期間は青色の矢印で示す。

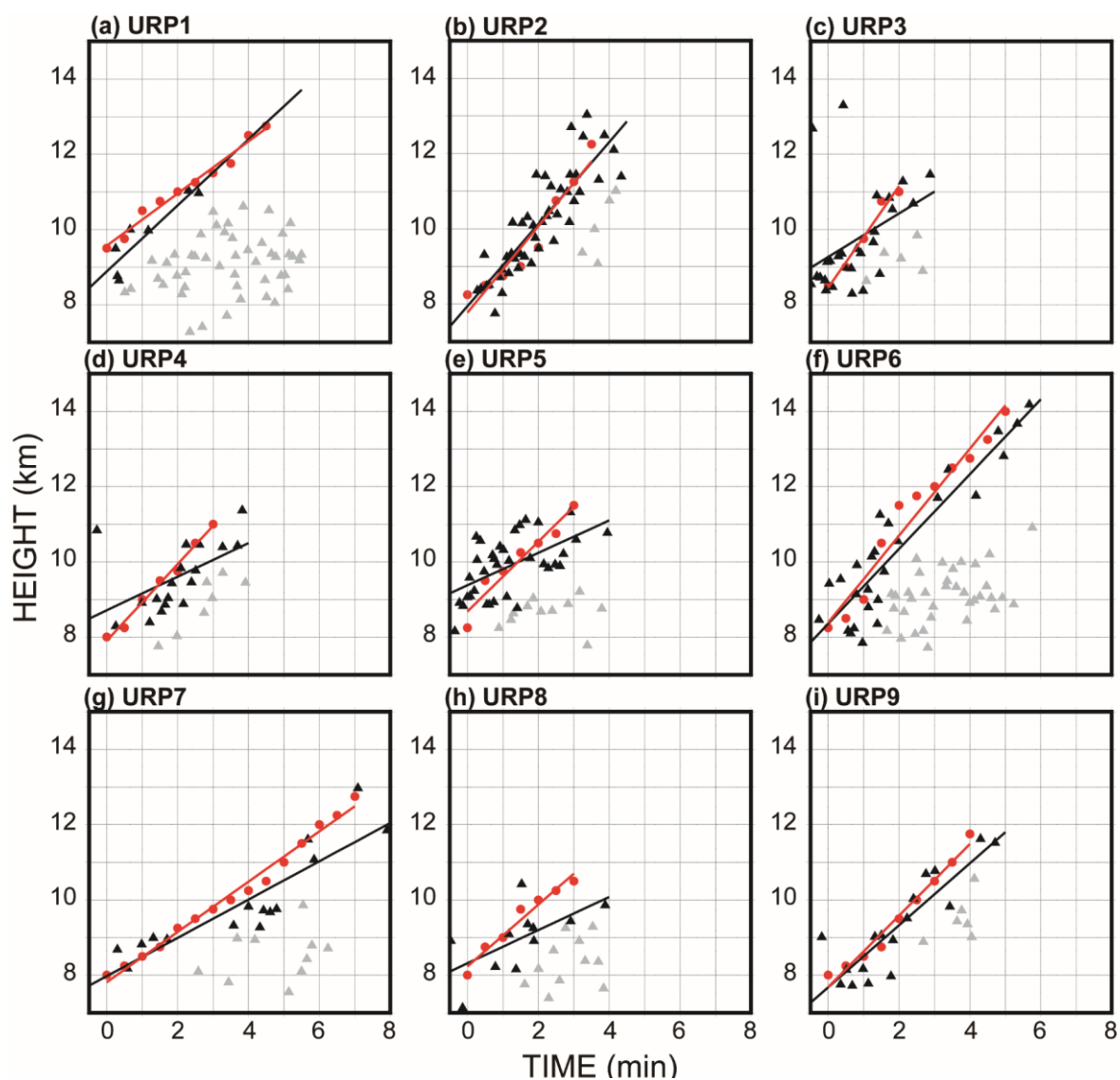


図 17. (a) URP1, (b) URP2, (c) URP3, (d) URP4, (e) URP5, (f) URP6, (g) URP7, (h) URP8, (i) URP9 の上端地点（赤丸）と URP 抽出地点から水平距離 2 km の範囲内で検出された放電開始点（黒と灰色の三角形）の時間高度変化。赤線は URP 上端地点、黒線は放電開始点の高度変化の近似曲線を示す。灰色の三角形は URP 上端地点から下方方向に 1 km 以上離れた放電開始点を示し、これらは近似曲線の解析には使用していない。時間軸は各 URP が最初に検出されてからの経過時間を示す。

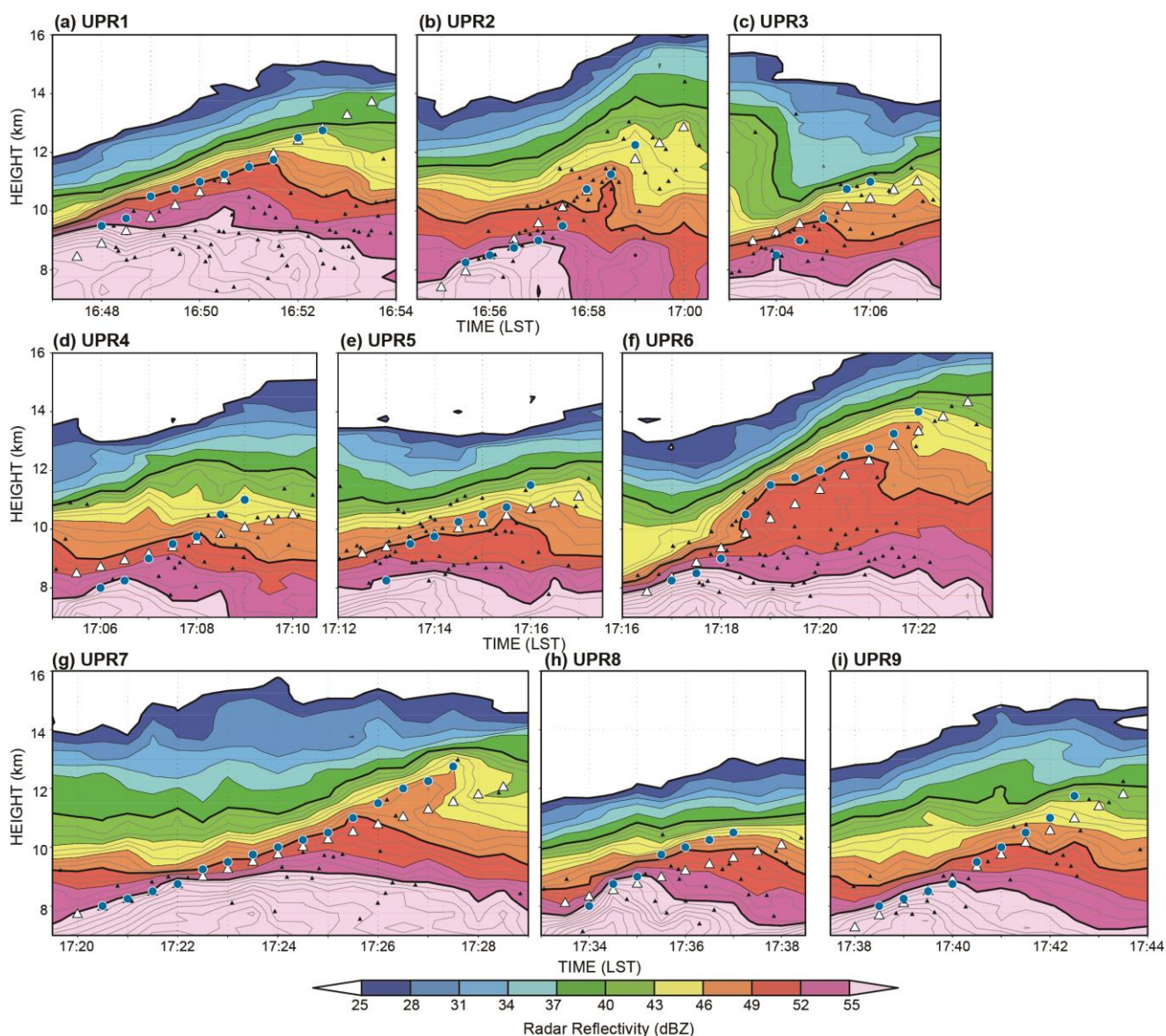


図 18. (a) UPR1, (b) UPR2, (c) UPR3, (d) UPR4, (e) UPR5, (f) UPR6, (g) UPR7, (h) UPR8, (i) UPR9 の抽出地点から水平距離 2 km の範囲内のレーダー反射強度最大値（カラー）と放電開始点（黒三角）の時間高度断面。青い丸印は UPR の上端地点を示す。白い三角は UPR の上端地点から 1 km 以下の放電開始点を除いた近似線上の点を 30 秒毎に示す。黒のコンターは 25 dBZ から 55 dBZ まで 3 dBZ 毎に描画した。太いコンターは 25, 40, 49, 55 dBZ を示す。灰色の細線は、40 dBZ 以上の反射強度を 1 dBZ 毎に示している。

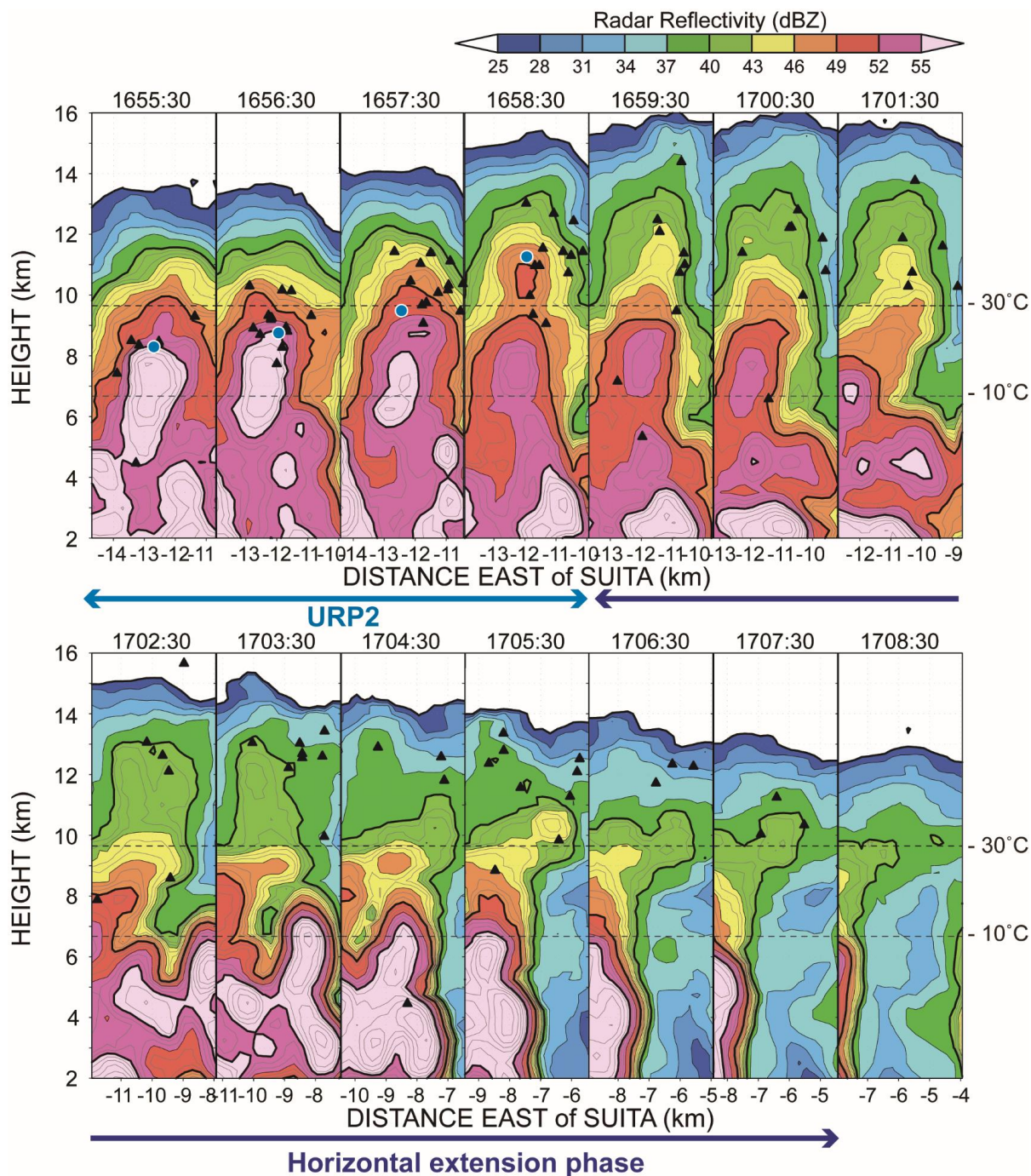


図 19. URP2 が観測された時の放電開始点（黒三角）とレーダー反射強度最大値（カラー）の 1 分毎の鉛直断面図。反射強度最大値を算出した領域は URP2 の地点を追跡した期間中の中心位置（吹田レーダーの北 13.8 km）から南北方向に 2 km の範囲のレーダー反射強度最大値を東西方向に投影して描画した。放電開始点も同一範囲内で標定されたものを描画した。青い丸印は URP の上端地点を示し、黒のコンターは 25 dBZ から 55 dBZ まで 3 dBZ 毎に描画した。太いコンターは 25, 40, 49, 55 dBZ を示す。灰色の細線は、40 dBZ 以上の反射強度を 1 dBZ 毎に示している。

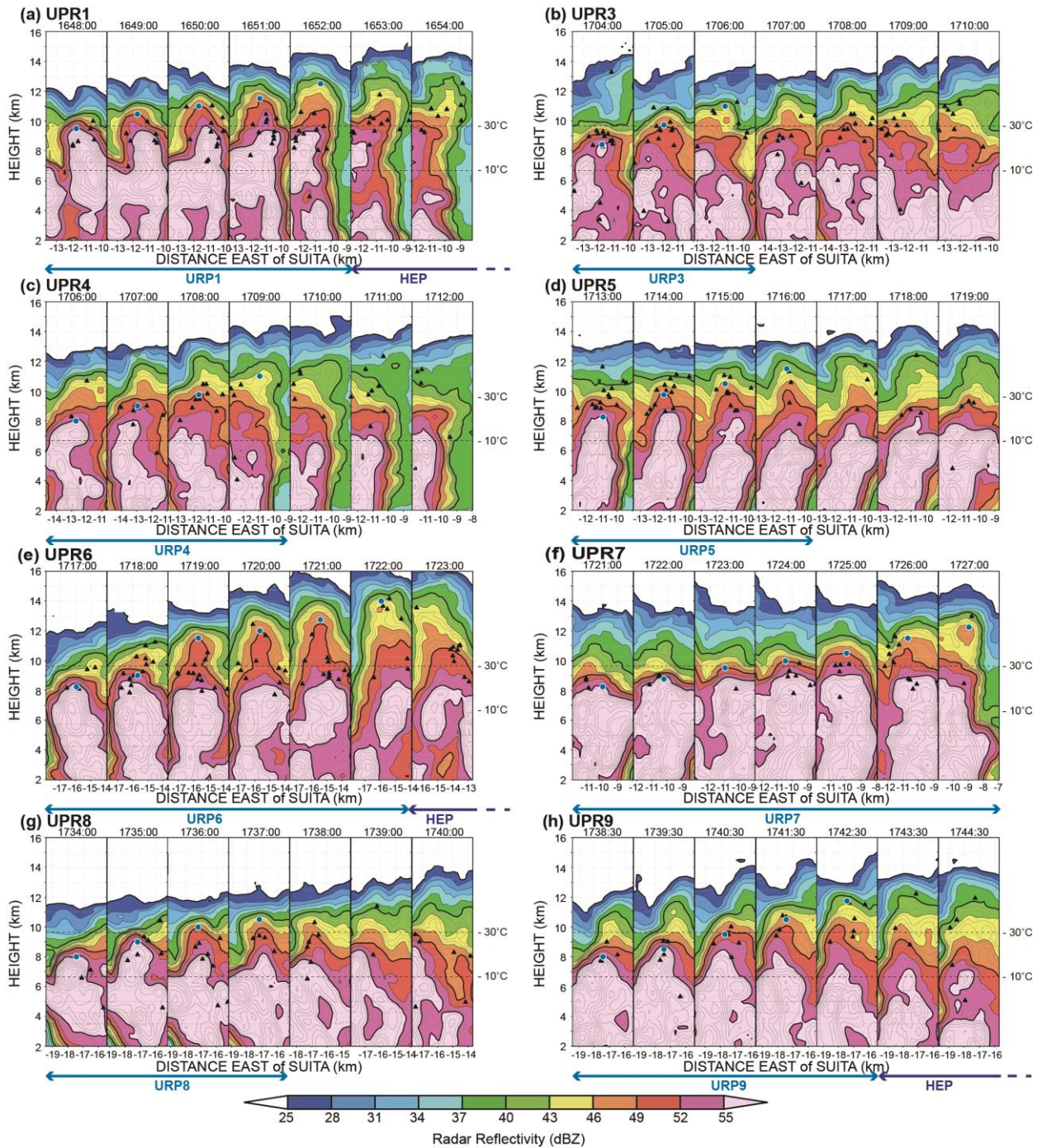


図 20. 図 19 と同様に(a) URP1, (b) URP3, (c) URP4, (d) URP5, (e) URP6, (f) URP7, (g) URP8, (h) URP9 の追跡期間を含む 7 分間の放電開始点（黒三角）とレーダー反射強度最大値（カラー）の 1 分毎の鉛直断面図。各 URP を追跡した期間中の中心位置は吹田レーダーの北 15.5, 10.5, 9.0, 7.0, 7.8, 8.8, 5.5, 3.3 km で、それらの地点から南北方向に 2 km の範囲のレーダー反射強度最大値を東西方向に投影して描画した。放電開始点も同一範囲内で標定されたものを描画した。青い丸印は URP の上端地点を示し、黒のコンターは 25 dBZ から 55 dBZ まで 3 dBZ 毎に描画した。太いコンターは 25, 40, 49, 55 dBZ を示す。灰色の細線は、40 dBZ 以上の反射強度を 1 dBZ 毎に示している。水平拡張フェーズ（HEP）は URP1, URP6, URP9 の追跡期間後に明瞭に見られた。

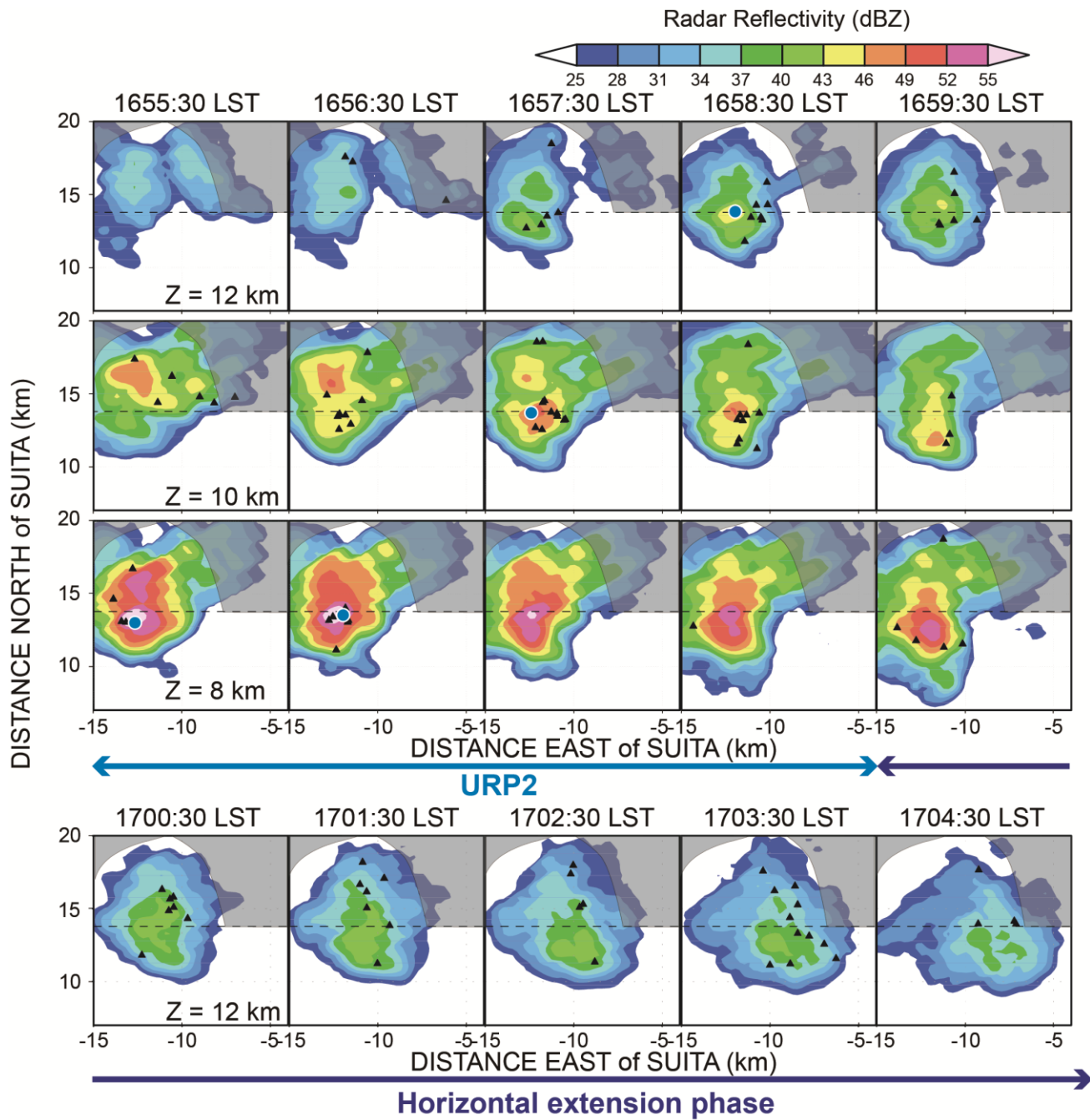


図 21. 放電開始点（黒三角）とレーダー反射強度最大値（カラー）の水平断面図。高度 12 km（上段）の 1 分毎の分布を 1655:30 から 1704:30 までの期間示し、高度 10 km（中段）と 8 km（下段）の 1 分毎の分布は 1655:30 から 1659:30 までの期間示す。青い丸印は URP の地点を示し、灰色で塗りつぶした領域はレンジサイドローブによる影響領域を示す。黒破線は吹田レーダーの北 13.8 km の位置を示す。

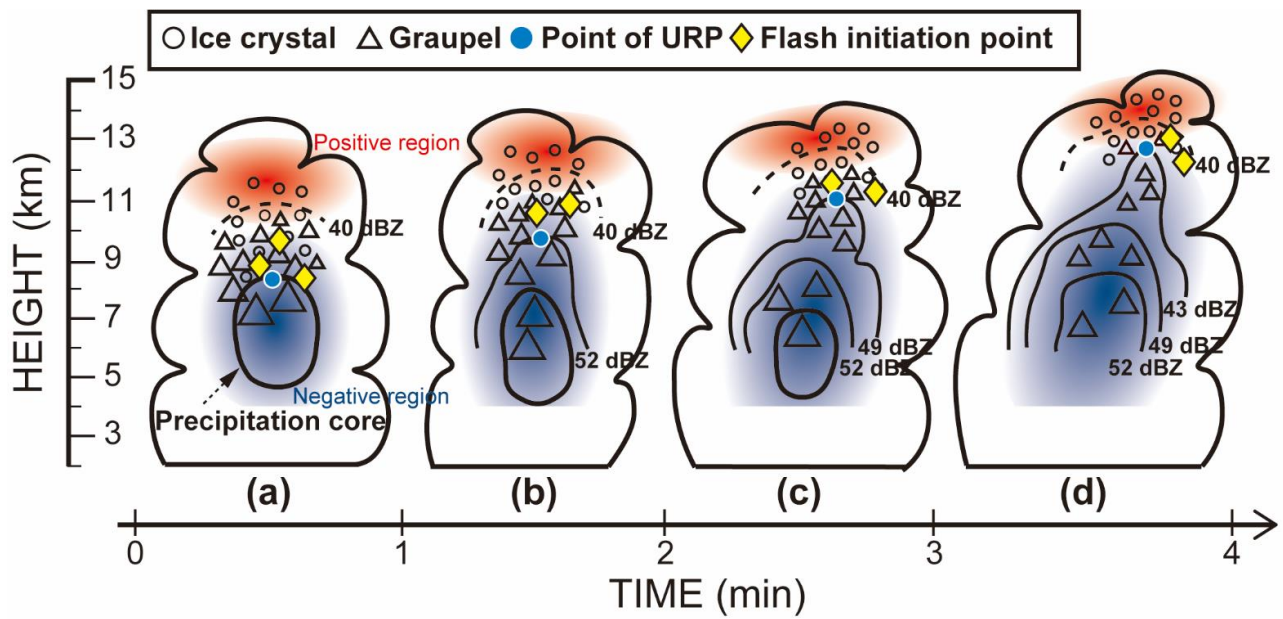


図 22. URP と lightning bubble を構成する放電開始点の概念図。赤い領域は正電荷領域、青い領域は負電荷領域を示す。

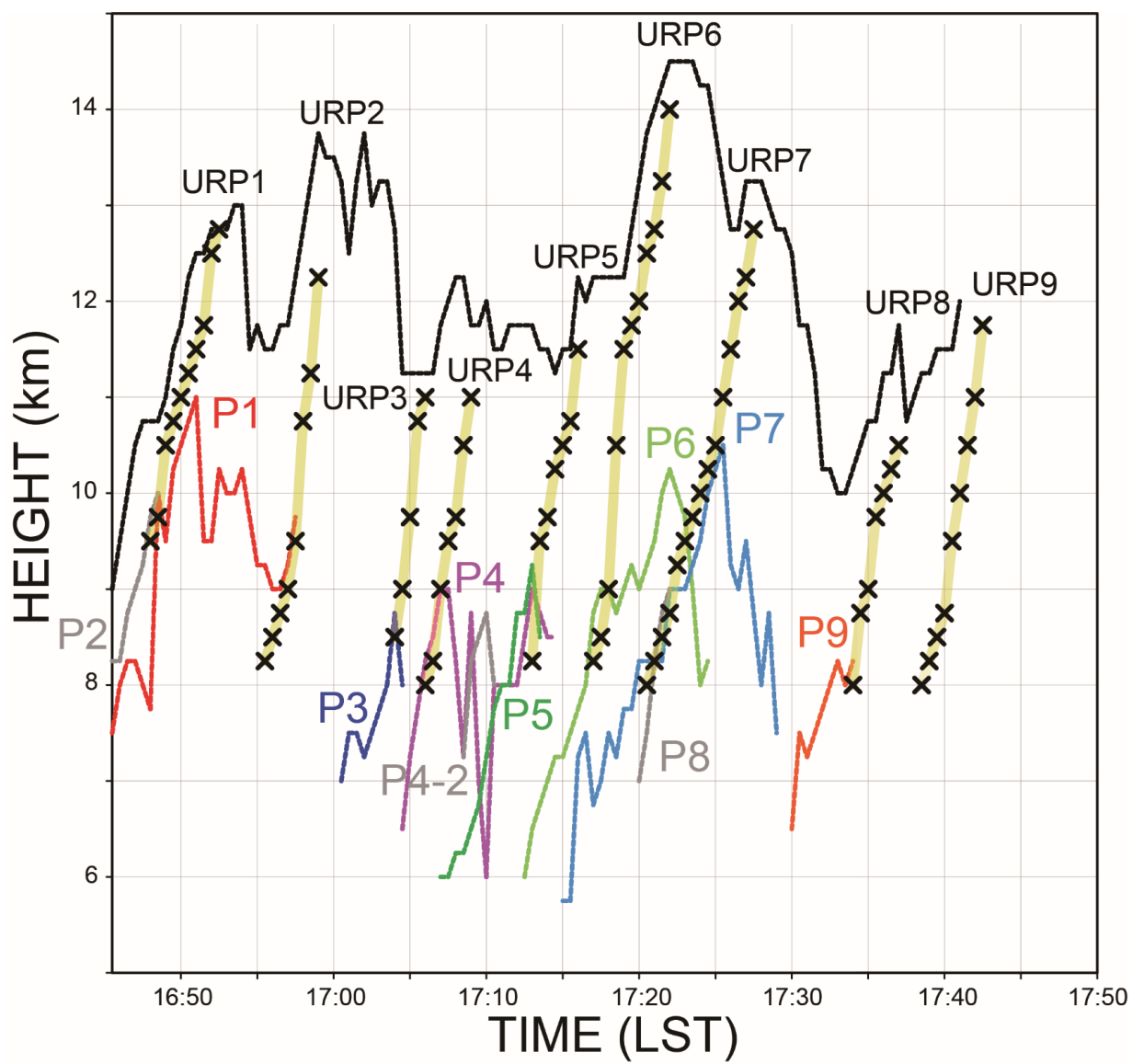


図 23. 図 9 の高度 5 km 以上の降水セル・降水コアの上端高度に URP の上端地点（黒バツ印）を描画。
黄色で各 URP の上端地点の軌跡を示す。

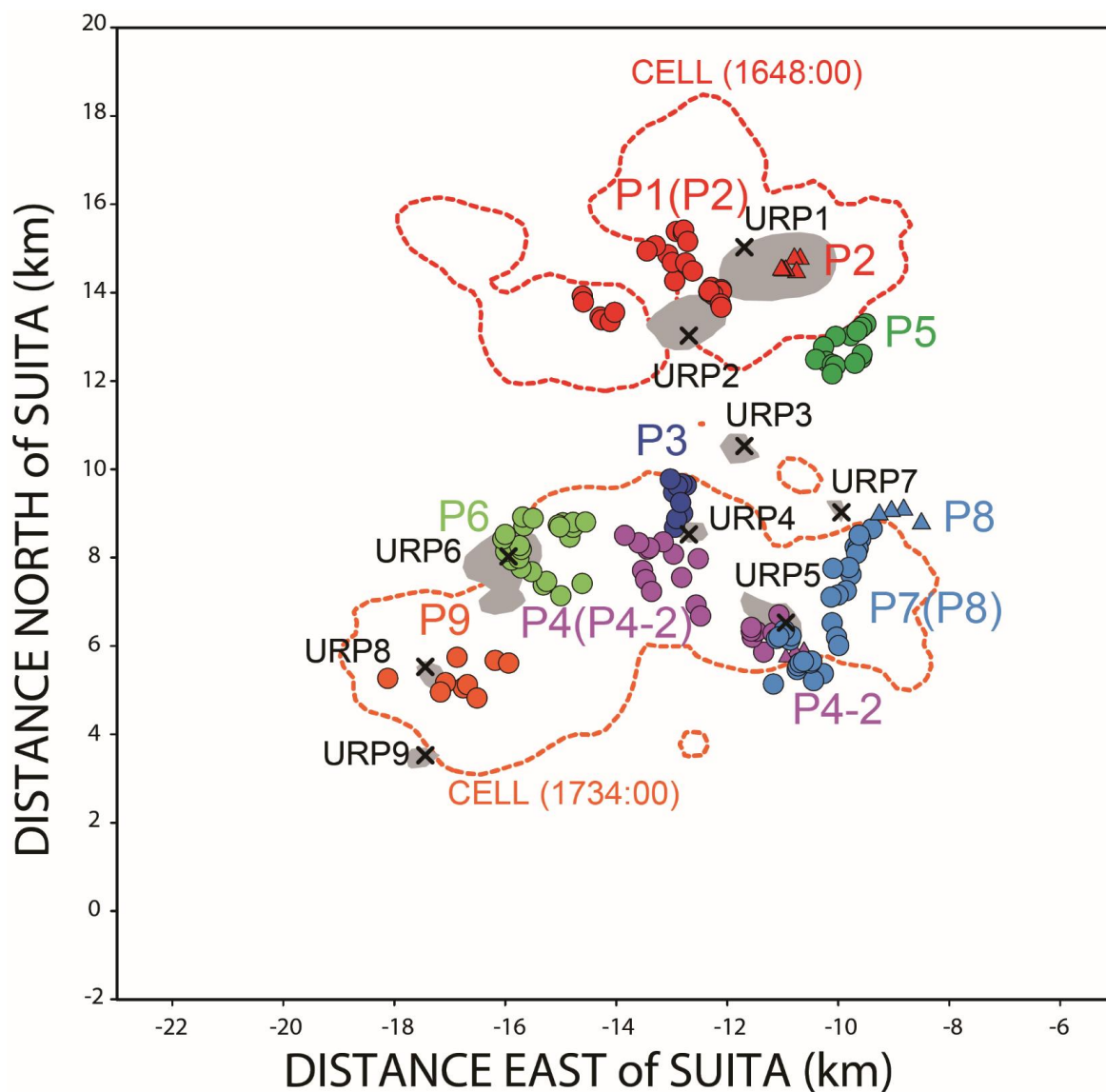


図 24. URP 検出地点と降水コア、降水セルの水平分布。URP が最初に検出された地点を黒バツ印で、同時刻の URP を含む高度 8 km における 55 dBZ 以上の領域を灰色で示す。カラーの丸 (P1, P3, P4, P5, P6, P7, P9) と三角 (P2, P4-2, P8) で降水コアの中心位置、カラーの破線で URP1 が検出された 16:48:00 (赤) と URP8 が検出された 17:34:00 (橙) の高度 8 km における降水セル領域を示す。

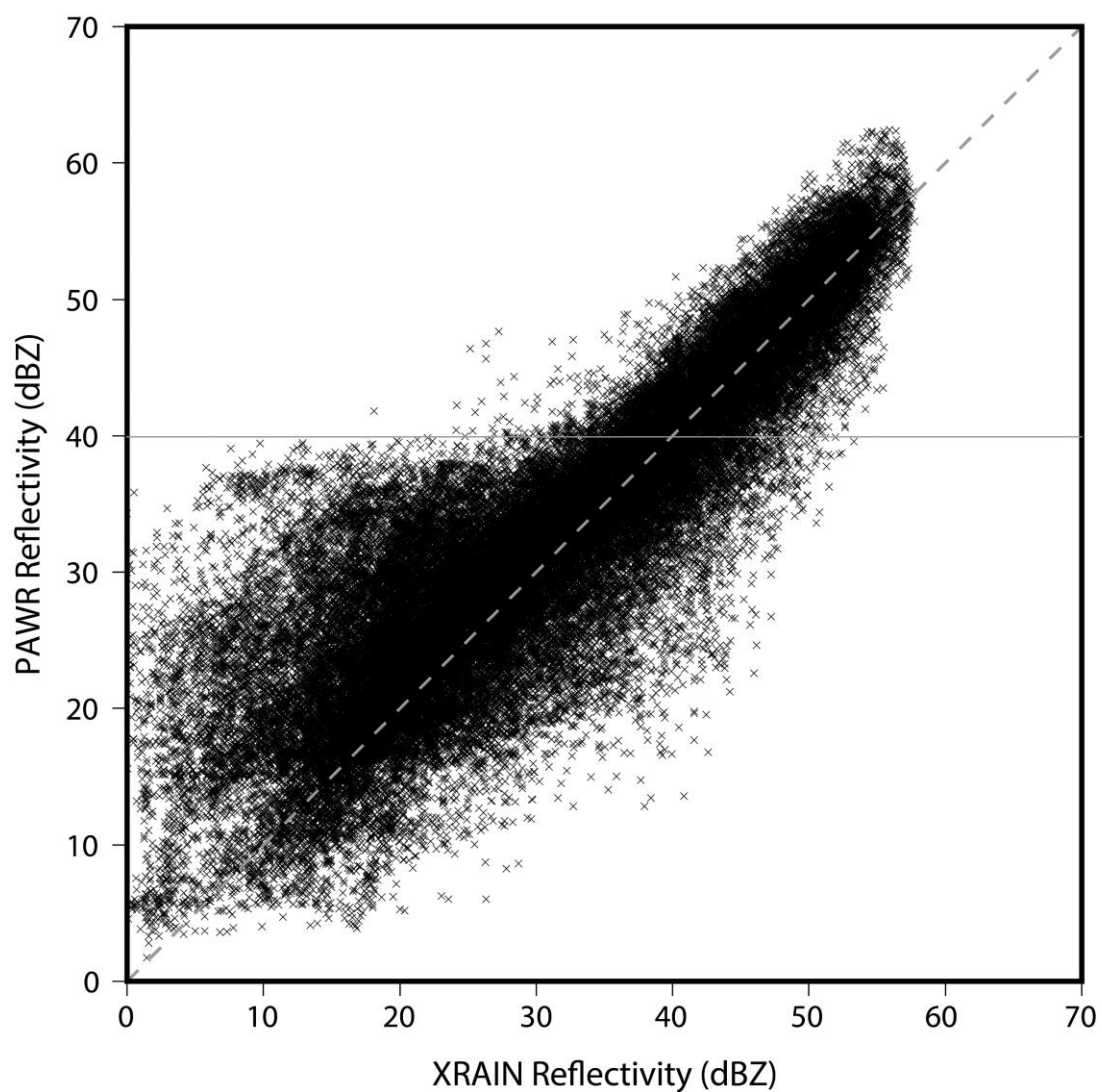


図 A1 高度 2 km における XRAIN とフェーズドアレイ気象レーダーの反射強度比較結果。図中のプロットは、16:45–17:35 の 5 分毎、図 1 に示す解析領域内全ての格子点データを示す。破線は XRAIN とフェーズドアレイ気象レーダーの反射強度が 1 対 1 対応した時の線を表す。

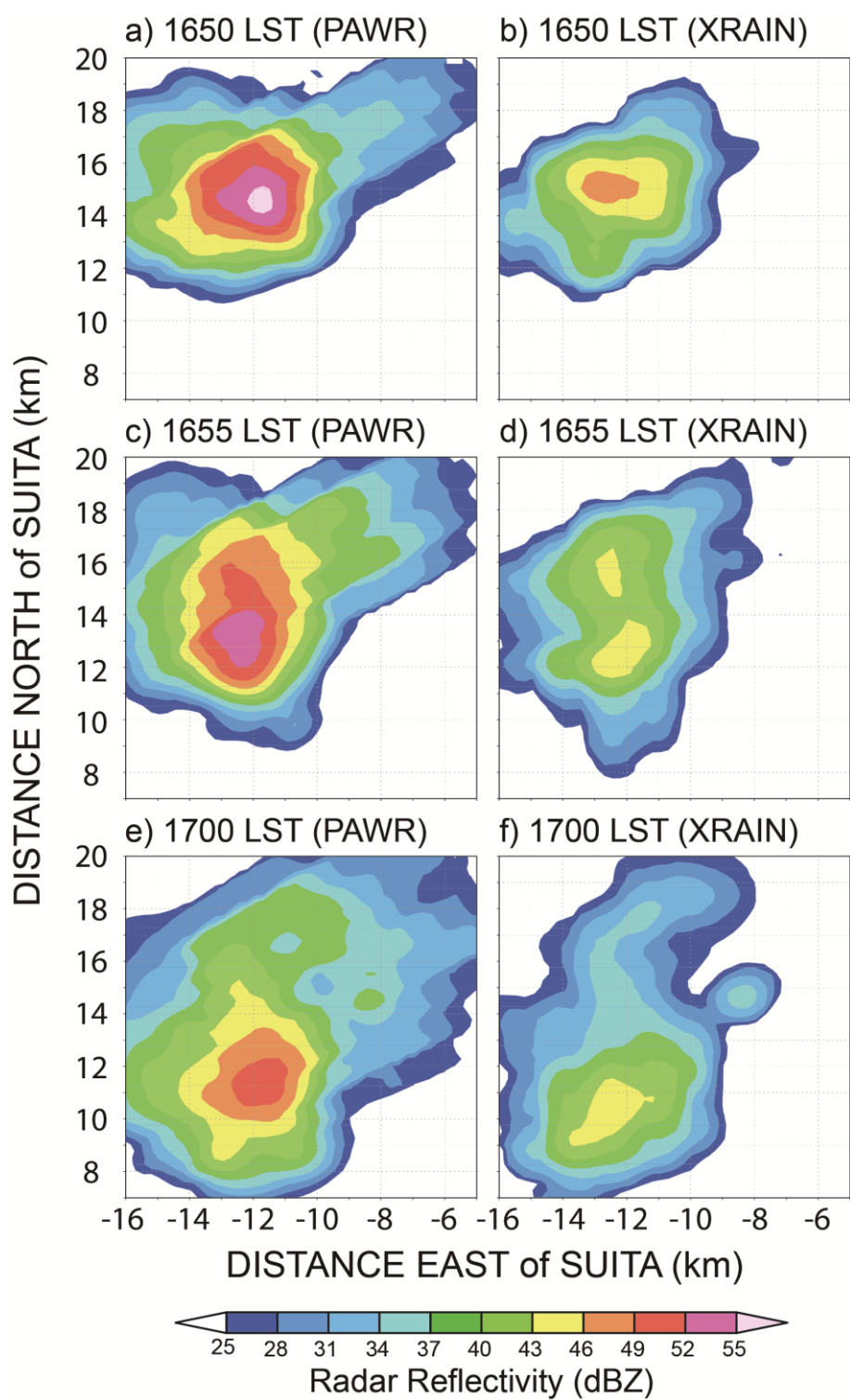


図 A2 高度 8 km におけるフェーズドアレイ気象レーダー (a, c, e) と XRAIN (b, d, f) の反射強度分布。