

# Bestimmung der Mischungsschichthöhe mit Fernerkundungsverfahren

Stefan Emeis (1), Klaus Schäfer (1), Christoph Münkel (2)

(1) Institut für Meteorologie und Klimaforschung – Atmosphärische Umweltforschung, Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Kreuzeckbahnstr. 19, D-82467 Garmisch-Partenkirchen,

(2) Väisälä GmbH, Schnackenburgallee 41d, D-22525 Hamburg  
stefan.emeis@imk.fzk.de

## Einleitung

Für die Analyse der Luftbelastung durch bodennah emittierte Luftschadstoffe ist die Höhe bis zu der diese Stoffe rasch durch turbulente Austauschvorgänge in der Atmosphäre verbreitet werden (Mischungsschichthöhe) eine wesentliche Größe (Schäfer et al. 2006). Für belastbare Aussagen werden zeitlich kontinuierliche und in der näheren Umgebung der Emissionsquelle erhaltene Werte benötigt. Die Mischungsschicht selbst zeichnet sich dabei durch eine erhöhte Turbulenzintensität, einen nahezu adiabatischen Temperaturgradienten und sehr häufig durch einen erhöhten Aerosolgehalt aus. Ihre Obergrenze ist häufig durch eine Inversion markiert. Für weitere Definitionen siehe Seibert et al. (2000) und Piringer et al. (2007).

Da eine kontinuierliche in situ Messung der Mischungsschichthöhe nicht praktikabel ist, wird häufig auf Schätzungen dieser Größe zurückgegriffen, die auf Turbulenz- und Wärmeflussmessungen in Bodennähe beruhen (siehe z.B. Batchvarova und Gryning 1991). Diese Schätzungen setzen allerdings ideale, lehrbuchgemäße Bedingungen voraus, die selten anzutreffen sind. Die Auswertung von Radiosondendaten (siehe z.B. Baumann-Stanzer und Groehn 2004) liefert auch nur Informationen für wenige Zeitpunkte, aus denen der Tagesgang kaum abgeleitet werden kann. Daher soll hier im Folgenden eine kontinuierliche Erfassung dieser Größe aus bodengestützten Fernmessungen vorgestellt werden. Prinzipiell sind sowohl akustische wie elektromagnetische und auch optische Verfahren zur Erfassung von Strukturen in der atmosphärischen Grenzschicht geeignet (Emeis et al. 2004). Hier werden wir uns auf akustische und optische Verfahren konzentrieren. Unter den gezeigten Beispielen sind Ergebnisse aus urbanen Grenzschichten und aus einem winterlichen Alpental.

## Verfahren

Schallwellen werden an thermischen Inhomogenitäten der Atmosphäre gestreut, optische Wellen an in der Luft schwebenden Partikeln. Insofern erfassen aktive akustische Fernmessverfahren wie das SODAR direkt die thermische Struktur der Atmosphäre während optische Verfahren wie ein LIDAR oder ein Ceilometer nur die Verteilung einer Substanz erfassen, die bei ihrer Ausbreitung durch die thermische Struktur der Atmosphäre stark beeinflusst wird. Daher kann man gelegentlich deutlich beobachten, dass zwischen dem Entstehen einer thermischen Schichtung und dem Anpassen der Partikel-Verteilung an diese Schichtung eine zeitliche Verzögerung auftritt (siehe Emeis und Schäfer 2006 und Abb. 1 unten).

Die Schallwellen streuenden thermischen Inhomogenitäten können dabei sowohl durch Turbulenz verursachte Fluktuationen der Temperaturverteilung als auch Inversionsschichten sein. Wichtig für eine hohe akustische Rückstreuintensität ist nur, dass die räumliche Ausdehnung der Temperaturgradienten von derselben Größenordnung ist wie die bei der Fernmessung mit einem SODAR verwendete akustische Wellenlänge (Bragg-Bedingung: Bragg und Bragg 1913). Die Obergrenze einer gut durchmischten Schicht in der bodennahen Atmosphäre kann an einer stark abfallenden Turbulenzintensität oder an einer sie nach oben hin begrenzenden Temperaturinversion erkannt werden. Zudem wird allgemein angenommen, dass in der Luft schwebende Partikel in der Mischungsschicht in wesentlich größerer Zahl vorkommen als darüber. Unter diesen Annahmen kann man versuchen, aus der mit einem

SODAR gemessenen akustischen und der mit einem Ceilometer (Mini-Lidar) gemessenen optischen Rückstreuintensität die Mischungsschichthöhe abzuleiten.

Erste Algorithmen zur Ableitung der Mischungsschichthöhe aus von SODAR-Geräten gemessenen akustischen Rückstreuintensitäten wurden von Beyrich (1995) vorgestellt. Um besser zwischen bodennahen nächtlich stabilen Schichtungen und überadiabatischen Schichtungen tagsüber unterscheiden zu können, und um schwächere Inversionen verlässlich von thermischer erzeugter Turbulenz in höheren Schichten zu trennen, haben Emeis und Türk (2004) die Varianz der vertikalen Geschwindigkeitskomponente ( $\sigma_w$ ), die vom SODAR ebenfalls geliefert wird, mit in die Auswertung einbezogen. Mit diesem Verfahren wurden zwei Jahre SODAR-Daten für die Mischungsschichthöhe über der Stadt Hannover ausgewertet (Emeis und Türk 2004; Piringer et al. 2007). Die thermische Schichtung der Grenzschicht hat jedoch oft mehrfache Abstufungen in der Vertikalen. Solche Verhältnisse werden häufig durch advektive Prozesse mit verursacht und halten sich vor allem nachts und im Winter manchmal über längere Zeit. Daher haben Emeis et al. (2007) das Verfahren von Emeis und Türk (2004) auf die Erfassung von bis zu fünf Schichten gleichzeitig erweitert und auf SODAR-Daten angewendet, die in einem winterlichen Alpental gewonnen wurden.

Erste Algorithmen zur Ableitung der Mischungsschichthöhe aus von LIDAR-Geräten gemessenen optischen Rückstreuintensitäten wurden von Sicard et al. (2004) und Martucci et al. (2004) vorgeschlagen. Schäfer et al. (2004) haben dieses Verfahren auf optische Rückstreuintensitäten, die mit einem Ceilometer (ursprünglich als Wolkenhöhenmesser entwickelt) gemessen wurden, übertragen. In Emeis et al. (2007) ist auch dieses Verfahren analog zu dem oben beschriebenen Auswerteverfahren für die SODAR-Daten auf die gleichzeitige Erfassung mehrerer Schichtungen übereinander erweitert worden.

### **Messgeräte und Daten**

Die hier verwendeten SODAR- und Ceilometer-Messungen sind während verschiedener längerer Messkampagnen im Rahmen nationaler und europäischer Forschungsprojekte in mehreren Städten (Hannover Herbst 2001 bis Frühjahr 2003, Budapest Sommer 2003, Augsburg seit Winter 2006/07) und in einem Alpental im Winter 2005/06 erhalten worden.

Das monostatische SODAR-Gerät DSD3x7 der Fa. METEK (Reitebuch und Emeis 1998), das an allen erwähnten Standorten eingesetzt wurde, sendet ca. alle zehn Sekunden Schallpulse von einigen Millisekunden Länge im Bereich von 1500 Hz in die vertikale und in zwei senkrecht zueinander stehende und ca. 15 bis 20° gegen die Vertikale geneigte Richtungen aus, die vom SODAR wieder aufgefangen werden. Neben der Intensität des rückgestreuten Schalls wird die Verschiebung der Frequenz des rückgestreuten Schalls gegenüber dem ausgesandten Schall analysiert (Doppler-Verschiebung). Damit ist die Erfassung der vertikalen Profile der drei mittleren Windkomponenten, der Varianz der vertikalen Windkomponente ( $\sigma_w$ ) und der Rückstreuintensität mit ca. 25 m vertikaler Auflösung und 10 min zeitlicher Auflösung bis ca. 1000 m über dem Messort möglich. Doppler-SODAR-Geräte sind in einer VDI-Richtlinie (VDI 1994) beschrieben. Das hier verwendete SODAR ist auf einem Anhänger montiert und läuft automatisch. Es hat eine integrierte Datenerfassung und muss mit Haushaltsstrom versorgt werden.

Das in Budapest, Augsburg und dem Inntal verwendete Ceilometer LD40 der Fa. Vaisala (Münkel et al. 2002), sendet im nahen Infrarot (855 nm) gut 4000 Laserlichtpulse pro Sekunde von 75 ns Länge und 1,0  $\mu$ J Energie vertikal nach oben aus, die teilweise von in der Atmosphäre schwebenden Partikeln reflektiert (Mie-Streuung) und vom Ceilometer wieder detektiert werden. Damit ist eine Erfassung des Konzentrationsprofils von Partikeln mit 7,5 m vertikaler Auflösung und 15 Sekunden zeitlicher Auflösung bis einige tausend Meter Höhe über dem Messort möglich. Das Gerät hat zwei parallele optische Achsen (eine zur Aussendung des Lichtstrahls und eine zum Empfang der Rückstreuung). Auf Grund

unzureichender Überlappung dieser beiden optischen Achsen im unteren Bereich sind Rückstreuintensitäten unterhalb von ca. 150 m nicht zur Ableitung von Mischungsschichthöhen verwendbar. Das Gerät läuft ebenfalls automatisch, benötigt einen Laptop zur Datenerfassung und muss mit Haushaltsstrom versorgt werden. Für ein Ceilometer liegt noch keine VDI-Richtlinie vor, es sei hier jedoch auf die Richtlinie für das Sichtweitenlidar verwiesen (VDI 2004).

Das nur in Augsburg zusätzlich zum LD40 verwendete Ceilometer CL31 der Firma Vaisala (Münkel et al. 2007) verwendet Strahlung im nahen Infrarot (905 nm) und hat nur eine optische Achse. Die Höhenauflösung beträgt 5 m. Ansonsten gilt das vorher für das LD 40 gesagte. Die eine optische Achse (der Sendestrahle wird durch eine Bohrung im Empfangsspiegel geschickt) hat den großen Vorteil, dass auch Rückstreuungen unter 150 m ausgewertet werden können, da es das Überlapp-Problem nicht gibt. Die etwas größere Wellenlänge führt allerdings zu einer leicht höheren Absorption der Lichtstrahlen durch Wasserdampf in der Atmosphäre.

## Ergebnisse

Im ersten Fall (Abb. 1) konnte in Budapest durch den kombinierten Einsatz von SODAR und Ceilometer gut zwischen der konvektiven Grenzschicht tagsüber und der stabilen bodennahen Grenzschicht und der darüber verbleibenden Residualschicht nachts unterschieden werden.

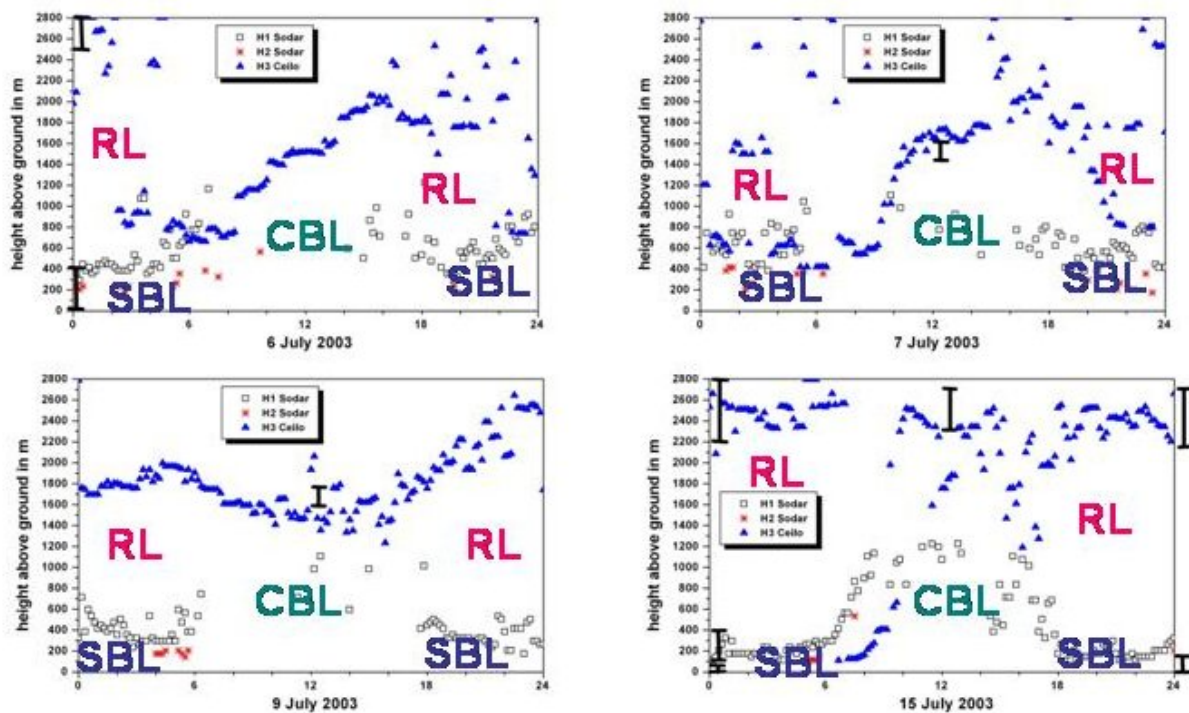


Abb. 1. Zusammenstellung von Sondierungen der Mischungsschichthöhe mit SODAR (schwarze Kreise und rote Sternchen) und Ceilometer (blaue Dreiecke) für vier Sommertage in Budapest. Die vertikalen schwarzen Balken markieren bodennahe stabile Schichten und Temperaturinversionen aus Messungen der Budapester Radiosonde um Mitternacht und mittags. SBL: bodennahe stabile Schicht, CBL: konvektive Grenzschicht, RL: Residualschicht. Aus: Emeis und Schäfer (2006).

Im unteren rechten Teilbild von Abb.1 kann deutlich die zeitliche Verschiebung zwischen der Entwicklung der thermischen Struktur der Grenzschicht (rote und schwarze Symbole) und der Anpassung der Aerosolkonzentration (blaue Symbole) an diese thermische Struktur gesehen werden.

Im zweiten Beispiel (Abb. 2) konnte im Inntal an einem klaren, sehr kalten Wintertag die tageszeitliche Entwicklung einer komplexen mehrfachen Schichtungsstruktur verfolgt

werden, die sich aus dem Wechselspiel zwischen Hangabwinden und dem Bergwind in diesem Tal ergab. Der Talboden und die Hänge waren schneebedeckt.

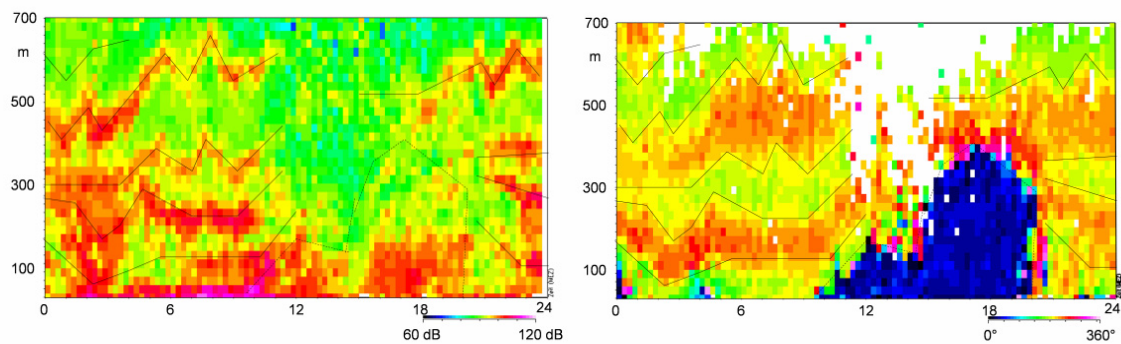


Abb. 2. Zeitliche Entwicklung der Schichtungsstruktur im Inntal bei Schwaz am 29. Januar 2006 in den untersten 700 m über Grund aus SODAR-Messungen. Links: akustische Rückstreuintensität in dB (rot: ca. 105 dB, grün: ca. 80 dB), schwarze Linien sind aus dem rechten Bild kopiert. Rechts: Windrichtung in Grad (blau: ca. 40°, grün/gelb: ca. 180°, orange: ca. 220°), schwarze Linien markieren Windrichtungsänderungen. Aus: Emeis et al. (2007).

Der Vergleich von linkem und rechtem Bild in Abb. 2 zeigt, dass nachts, am Vormittag und am späten Abend die Lage von Inversionen und Windrichtungsänderungen zusammenfallen. An dieser Stelle des Inntales entspricht 220° genau einem talparallelen und talauswärts gerichteten Wind, 180° dagegen ist ein Wind, der eine hangabwärts gerichtete Komponente mit enthält. Man kann hier bis zu sechs unterschiedliche, übereinander liegende Schichten identifizieren, in denen jeweils abwechselnd übereinander die hangabwärts gerichtete Komponente und der genau talparallele Wind deutlich sichtbar sind. Die stabile thermische Schichtung verhindert eine turbulente Durchmischung und damit die Auflösung dieser Schichtungsstruktur. Nur am Nachmittag, wenn zwischen 12 und 19 Uhr in den unteren Schichten (bis maximal 400 m über Grund) ein talaufwärts gerichteter talparalleler Wind auftritt, wird diese mehrfache Schichtung der Talatmosphäre kurzfristig unterbrochen. Danach stellt sie sich rasch wieder her.

In der ersten Hälfte des Monats Januar 2006 waren das SODAR und das Ceilometer LD40 gemeinsam im Inntal aufgestellt. In Abb. 3 sind die optischen und akustischen Rückstreuintensitäten für die vier Tage vom 6. bis 9. Januar 2006 dargestellt. Bei den optischen Rückstreuintensitäten sind zusätzlich die nach dem oben erwähnten Algorithmus (Emeis et al. 2007) bestimmten mehrfachen Schichthöhen markiert. Als Mischungsschichthöhe für bodennahe Emissionen definiert man die unterste dieser Schichten. Dass die in Abb. 2 gezeigte mehrfache stabile Schichtung der Talatmosphäre kein Einzelfall ist, zeigt eine statistische Auswertung der gefundenen Schichthöhen für den Zeitraum 1. bis 18. Januar 2006 für SODAR und Ceilometer. Abb. 4 zeigt eine Häufigkeitsverteilung der 15 min-Werte der Mischungsschichthöhe. Hierbei ist für jede Viertelstunde jeweils die minimale Schichthöhe, die entweder vom SODAR oder vom Ceilometer gefunden wurde, verwendet worden. Das Maximum der Häufigkeitsverteilung liegt bei 100 m. Es ist zu beachten, dass das SODAR keine Werte unter 60 m und das Ceilometer keine Werte unter 150 m lieferte. Diese Höhenverteilung ist für eine strenge Winterperiode mit Schneebedeckung und klarem Himmel nicht außergewöhnlich.

Interessanter ist die Häufigkeit der Ausbildung mehrfach stabiler Schichtung, so wie sie in Abb. 2 vorgestellt wurde. Häufigkeitsverteilungen für die Anzahl der Schichten übereinander sind in Abb. 5 gezeigt. Man muss berücksichtigen, dass die unterste Schicht, die das SODAR sieht, nicht vom Ceilometer registriert werden kann, wenn sie unter 150 m liegt. Daher muss



man die Säulen 0 bis 4 vom Ceilometer (links) mit den Säulen 1 bis 5 vom SODAR (rechts) vergleichen. Es ergibt sich eine gute Übereinstimmung.

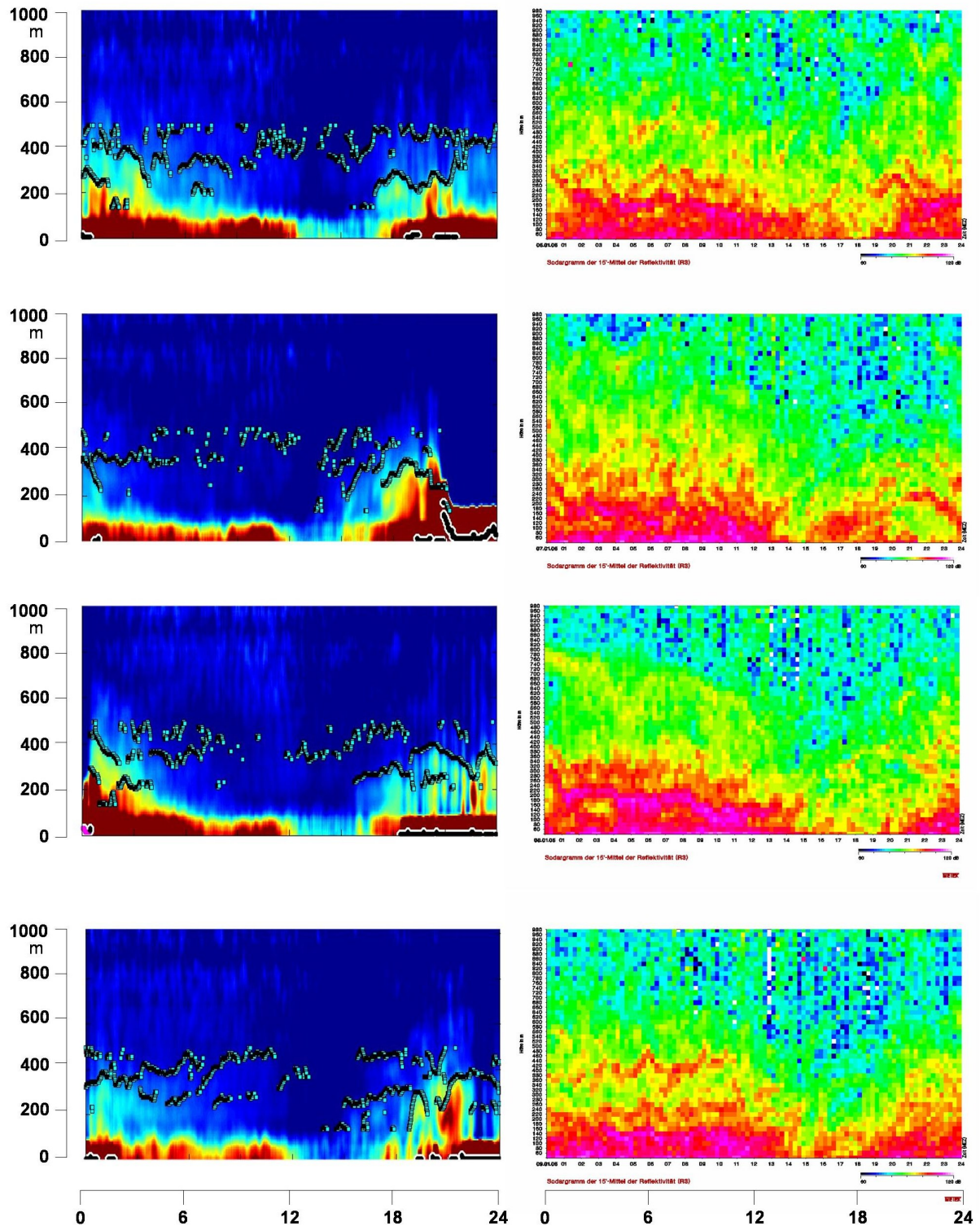


Abb. 3. Vergleich von optischer Rückstreuintensität, gemessen mit dem Ceilometer LD40, und daraus abgeleiteter mehrfache Schichtung (Punkte) im Inntal (links) und akustischer Rückstreuintensität, gemessen mit dem SODAR (rechts). Von oben nach unten: 6. bis 9. Januar 2006. Für beide Spalten: rot: hohe Rückstreuung, blau: niedrige Rückstreuung. Aus: Emeis et al. (2007).

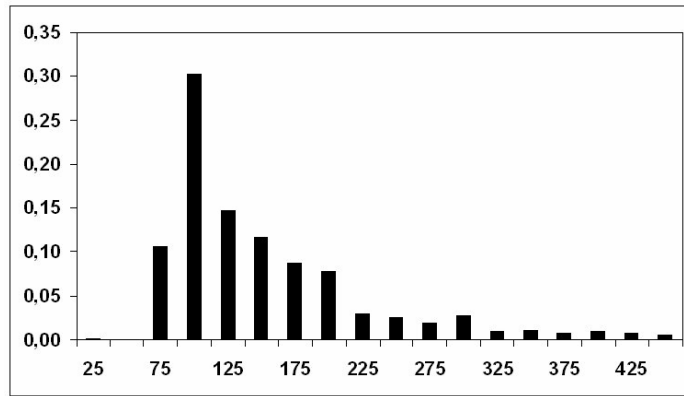


Abb. 4. Häufigkeitsverteilung der Viertelstundenwerte der Mischungsschichthöhe im winterlichen Inntal bei Schwaz für den Zeitraum 1.-18. Januar 2006. Aus: Emeis et al. (2007).

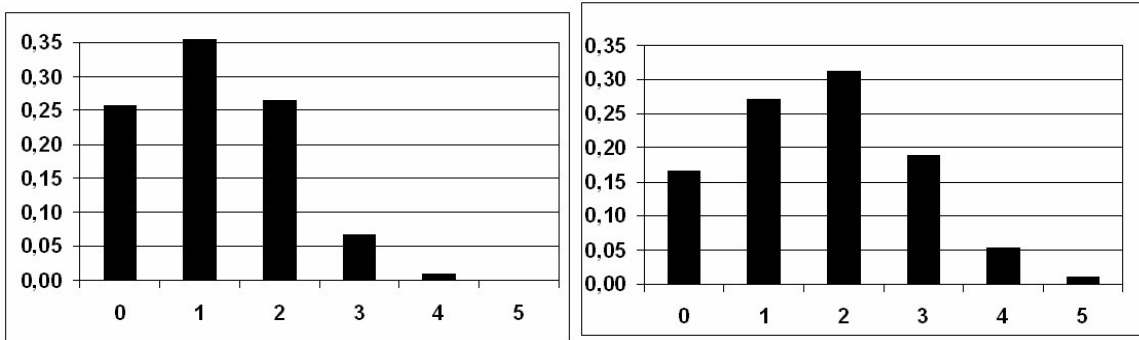


Abb. 5. Häufigkeitsverteilungen der Anzahl von stabilen Schichten übereinander im winterlichen Inntal bei Schwaz für den Zeitraum 1.-18. Januar 2006. Links: Ceilometer, rechts: SODAR. Aus: Emeis et al. (2007).

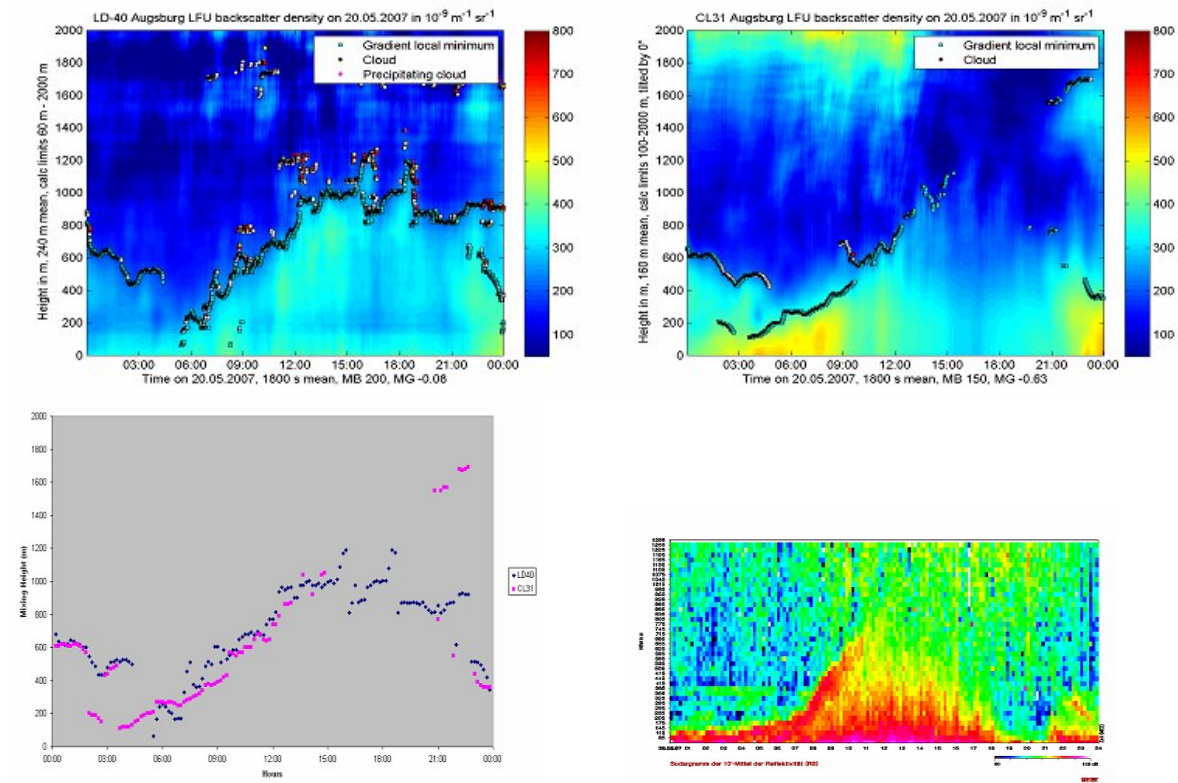


Fig. 6. Vergleich der optischen Rückstreuung in den untersten 2000 m, gemessen vom Ceilometer LD40 (oben links) und gemessen vom Ceilometer CL31 (oben rechts). Unten links: Mischungsschichthöhe abgeleitet aus den beiden Ceilometer-Messungen (blau: LD40, pink: CL31). Unten rechts: akustische Rückstreuintensität, gemessen vom SODAR (maximale Reichweite nur 1300 m). Farbskalen wie in Abb. 3. Daten vom 20. Mai 2007, 0 bis 24 Uhr, in Augsburg.

In der derzeit noch laufenden Augsburger Messkampagne soll die räumliche Variabilität der Mischungsschichthöhe mit zwei Ceilometern, eines im Stadtzentrum von Augsburg und eines am nördlichen Stadtrand, und einem SODAR am gegenüberliegenden südlichen Stadtrand erforscht werden. Voraussetzung hierfür ist eine Vergleichbarkeit der Messergebnisse. Hierzu wurden die Instrumente im Mai 2007 dicht neben einander aufgestellt. Abb. 6 zeigt den Vergleich für den 20. Mai 2007. Man erkennt aus den beiden oberen Bildern, dass die beiden Ceilometer leicht unterschiedliche Ergebnisse liefern. Das CL31 liefert wesentlich bessere Ergebnisse in den unteren zweihundert Metern, was auf die Verwendung nur einer gemeinsamen optischen Achse zurückzuführen ist. Das LD40 hingegen ist etwas besser bei der Erfassung der Obergrenze der konvektiven Grenzschicht am Nachmittag, was vermutlich auf der geringeren Absorption der verwendeten Strahlung durch atmosphärischen Wasserdampf beruht. Unten links in Abb. 6 werden die erhaltenen Mischungsschichthöhen von den beiden Ceilometern verglichen. Dort, wo beide Geräte Werte liefern, sind diese nahezu identisch. Das SODAR liefert in der ersten Tageshälfte fast immer die gleichen Werte für die Mischungsschichthöhe. In der zweiten Tageshälfte macht sich eine bekannte Schwäche des SODARs bemerkbar: bei sehr gut durchmischter Luft mit nahezu adiabatischem Temperaturgradienten ist die Rückstreuintensität zu gering, um die Obergrenze der Mischungsschicht verlässlich zu erfassen. Die Stärke des SODARs liegt in der Erfassung sehr bodennaher stabiler Schichten. Die nur bis in ca. 115 m Höhe reichende stabile bodennahe Schicht in der Nacht und am späten Abend wird von beiden Ceilometern nicht erfasst.

### **Diskussion und Schlussfolgerungen**

Bodengebundene Fernmessung bietet prinzipiell die Möglichkeit einer kontinuierlichen Überwachung der vertikalen Struktur der atmosphärischen Grenzschicht. Dies bezieht sich sowohl auf die Erfassung unterschiedlicher Arten von Grenzschichten wie stabile bodennahe Schichten, konvektive Grenzschichten und die nächtliche Residualschicht. Gleichzeitig kann die Obergrenze der gut durchmischten Schicht (Mischungsschichthöhe) dokumentiert werden. Allerdings kann keines der verwendeten drei Geräte hierfür alleine eingesetzt werden. Die beiden Ceilometer haben Probleme mit der Erfassung extrem flacher stabiler Schichten (das LD40 bauartbedingt mehr als das CL31). Das SODAR erfasst das Auftreten solcher extrem flachen Schichten dagegen sehr gut. Dafür ist es in der Reichweite auf maximal 1300 m beschränkt, und es hat Probleme bei nahezu adiabatisch geschichteten konvektiven Grenzschichten. Ein weiterer Vorteil der optischen Verfahren ist, dass sie keine Belästigung der Umgebung mit sich bringen, während akustische Fernmessverfahren in der Nähe von bewohnten Gebieten nicht einsetzbar sind. Nachteilhaft für die optischen Verfahren wiederum ist, dass sie nur eine Größe erfassen, die erst auf die thermische Struktur der Grenzschicht reagieren muss, während das SODAR diese direkt erfasst.

Vermutlich auf Grund der leicht unterschiedlichen Wellenlänge der verwendeten infraroten Strahlung geben beide Ceilometer in größeren Höhen über Grund leicht unterschiedliche Ergebnisse. Diese Unterschiede zwischen den drei Geräten werden die Erfassung räumlicher Gradienten der Mischungsschichthöhe über einer Stadt und ihrem Umland auf Fälle mit deutlichen Unterschieden begrenzen.

Aus der Sicht der hier vorgestellten Ergebnisse erscheint eine ideale Konfiguration darin zu bestehen, dass an jedem Messort jeweils ein optisches und ein akustisches Fernmessgerät gemeinsam betrieben werden. Da beide Messsysteme automatisiert einsetzbar sind, ist der personelle Aufwand für solche Messungen nicht sehr hoch. Noch besser wäre es, wenn man zu dem SODAR noch eine RASS-Komponente (Emeis et al. 2004) hinzunehmen würde, da dann auch das Temperaturprofil direkt erfasst werden könnte.

## Danksagungen

Die Messungen in Budapest entstanden im Rahmen des EU-Projekts ICAROS NET im Fünften Rahmenprogramm (IST-2000-29264). Die Messungen im Inntal erfolgten im Rahmen des EU-Programms INTERREG III B Alpine Space im Projekt ALPNAP (ref. no. D/III/2.1/7). Die Messungen in Augsburg erfolgen in Zusammenarbeit mit der Universität Augsburg, der Fachhochschule Augsburg, dem Bayerischen Institut für Angewandte Umweltforschung und -technik - bifa GmbH, der Stadt Augsburg und dem GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit. Die Auswertungen zu Augsburg wurden von dem türkischen Gastwissenschaftler Ulas Im (Universität Istanbul) vorgenommen, dessen Aufenthalt durch ein Austauschprogramm im Rahmen des "Atmospheric Composition Change, The European Network of Excellence (ACCENT)" von der Europäischen Kommission finanziert wurde. Allen Zuwendern und Partnern sei hier gedankt.

## Literatur

- Batchvarova, E., S.-E. Gryning, , 1991: Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology* 56, 261-274.
- Baumann-Stanzer, K., I. Groehn, 2004: Alpine radiosoundings – feasible for mixing height determination? *Meteorol. Z.*, 13, 1-12.
- Beyrich, F., 1995: Mixing height estimation in the convective boundary layer using sodar data. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 74, 1-18.
- Bragg, W.H., W.L. Bragg, 1913: The Reflection of X-rays by Crystals. *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, 88, 428-438. (in deutsch: Die Reflexion von Röntgen-Strahlen durch Kristalle. *Z. angew. Chemie*, 90, 169-181 (1914))
- Emeis, S., M. Türk, 2004: Frequency distributions of the mixing height over an urban area from SODAR data. *Meteorol. Z.*, 13, 361-367.
- Emeis, S. and K. Schäfer, 2006: Remote sensing methods to investigate boundary-layer structures relevant to air pollution in cities. *Bound-Lay. Meteorol.*, 121, 377-385.
- Emeis, S., Chr. Munkel, S. Vogt, W.J. Müller, K. Schäfer, 2004: Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements. *Atmos. Environ.*, 38, 273-286.
- Emeis, S., C. Jahn, C. Munkel, C. Münsterer, K. Schäfer, 2007: Multiple atmospheric layering and mixing-layer height in the Inn valley observed by remote sensing. *Meteorol. Z. online*. DOI: 10.1127/0941-2948/2007/0203
- Martucci, G., Srivastava, M.K., Mitev, V., Matthey, R., Frioud, M., Richner, H., 2004: Comparison of lidar methods to determine the Aerosol Mixed Layer top. In: *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere VIII*, Klaus Schäfer, Adolfo Comeron, Michel Carleer, Richard H. Picard (eds.), Proceedings of SPIE, Bellingham, WA, USA, Vol. 5235, 447-456.
- Munkel, C., Leiterer, U., Dier, H.-D., 2002: Affordable lidar for atmospheric aerosol and cloud studies. *Proc. SPIE*, 4484, 198-206.
- Munkel, C., N. Eresmaa, J. Räsänen, A.Karppinen, 2007: Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Bound-Lay. Meteorol.*, 124, 117-128.
- Piringer, M., S. Joffre, A. Baklanov, A. Christen, M. Deserti, K. De Ridder, S. Emeis, P. Mestayer, M. Tombrou, D. Middleton, K. Baumann-Stanzer, A. Dandou, A. Karppinen, J. Burzynski, 2007: The surface energy balance and the mixing height in urban areas – activities and recommendations of COST-Action 715. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 124, 3-24.
- Reitebuch, O., Emeis, S., 1998: SODAR-measurements for atmospheric research and environmental monitoring. *Meteorol. Z.*, 7, 11-14.
- Schäfer, K., S. Emeis, H. Hoffmann, C. Jahn, 2006: Influence of mixing layer height upon air pollution in urban and sub-urban areas. *Meteorol. Z.*, 15, 647-658.
- Schäfer, K., S.M. Emeis, A. Rauch, C. Munkel, S. Vogt, 2004: Determination of mixing-layer heights from ceilometer data. In: *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere IX*, Klaus Schäfer, Adolfo Comeron, Michel Carleer, Richard H. Picard, Nicolas Sifakis (eds.), Proceedings of SPIE, Bellingham, WA, USA, Vol. 5571, 248-259; 11th International Symposium on Remote Sensing, 13. - 15.09.2004, Maspalomas, Spain. DOI: 10.1117/12.565592



Seibert, P., F. Beyrich, S.-E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, P. Tercier, 2000. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment* 34, 1001–1027.

Sicard, M., Pérez, C., Comeron, A., Baldasano, J.M., Rocadenbosch, F., 2004: Determination of the mixing layer height from regular lidar measurements in the Barcelona Area. In: *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere VIII*, Klaus Schäfer, Adolfo Comeron, Michel Carleer, Richard H. Picard (eds.), *Proceedings of SPIE*, Bellingham, WA, USA, Vol. 5235, 505-516.

VDI 1994: VDI 3786 Blatt 11 Umweltmeteorologie, Bestimmung des vertikalen Windprofils mit Doppler-SODAR-Meßgeräten. Berlin: Beuth Verlag.

VDI, 2004: VDI 3786 Blatt 15 Umweltmeteorologie, Bodengebundene Fernmessung der Sichtweite – Sichtweiten-Lidar. Berlin: Beuth Verlag.