

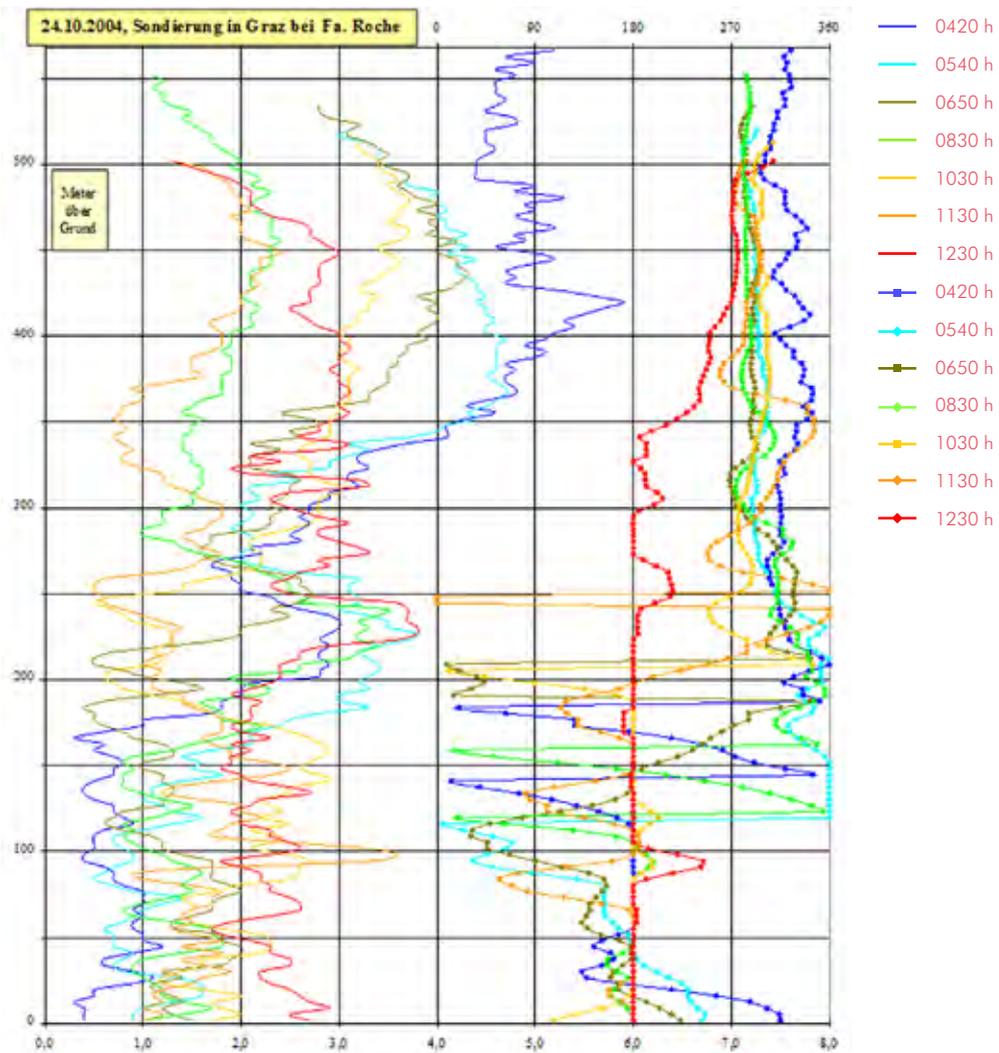
Abbildung 8:
Ballonsondierung
mit Eindringen von
Nebel aus dem Grazer
Feld (Aufnahme K.
Hubeny, 08.39 Uhr)



Abbildung 9:
Talnebelgrenzsituation
in St. Veit (Aufnahme
K. Hubeny, 08.04 Uhr)



Abbildung 10:
Ballonsondierung
am 24.10.2004 –
Windverhältnisse

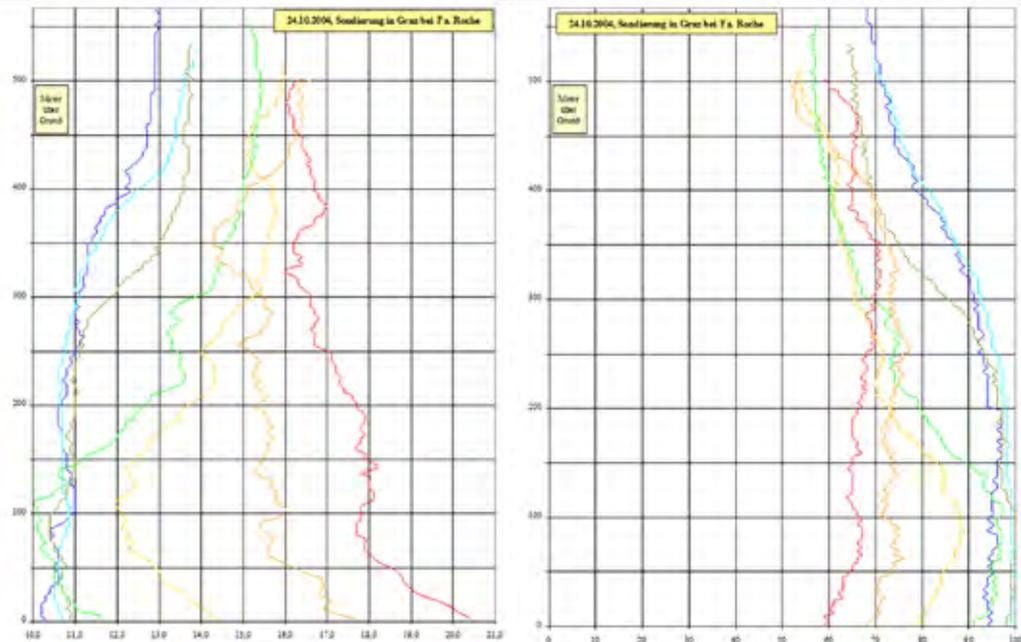


Die vertikalen Temperaturverhältnisse (Abbildung 11) zeigen in Übereinstimmung mit der Radiosondierung (Abbildung 12), dass eine mächtige Isothermie bestand, die dann in eine freie Inversion mit einer Mischungsschicht von ca. 100 m (Aufstieg von 8:30) einen klaren Hinweis auf die Nebelmächtigkeit liefert. Demnach war die Nebelobergrenze bei ca. 450 m, wobei bei der Messfahrt von 5 bis 8 Uhr gut beob-

achtet werden konnte, dass die Nebelobergrenze gegen Norden hin (Andritz) deutlich anstieg und ein Niveau von ca. 530 m erreichte. Ferner war im Osten von Graz ein Hochnebelfeld, das zögernd die gesamten Seitentäler erfasste, wodurch infolge der Gegenstrahlung dort ein höheres Temperaturniveau herrschte als im Stadtgebiet von Graz.

Abbildung 11:
Ballonsondierung
am 24.10.2004 –
Temperaturverhältnis-
se (links), und Feuchte-
verhältnisse (rechts)

- 0420 h
- 0540 h
- 0650 h
- 0830 h
- 1030 h
- 1130 h
- 1230 h



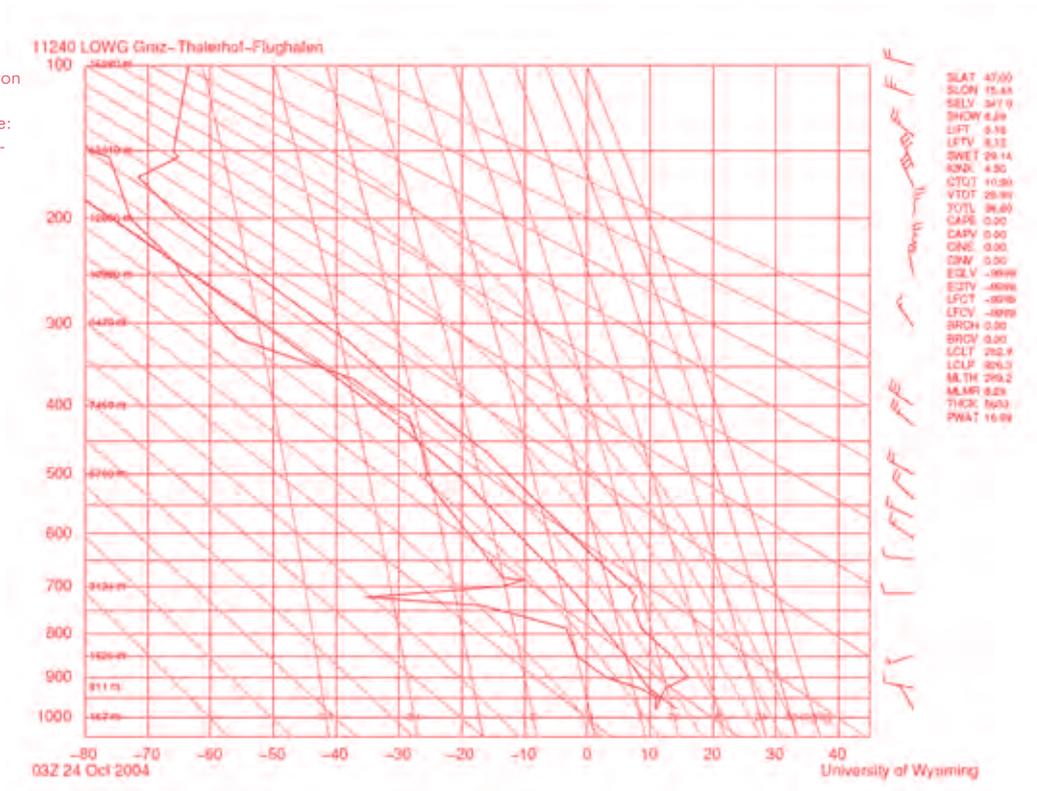
Im weiteren Verlauf setzt mit der Nebelauflösung eine Erwärmung ein und die Inversion wird sukzessive abgebaut, bis schließlich der 12:30-Aufstieg eine nahezu durchgehende Durchmischung zeigt, nur in ca. 320 m ist noch ein Rest einer freien Inversion angedeutet, wobei die Zunahme von 1 K nicht überbewertet werden darf.

Die Inversion selbst war beim 8:30-Aufstieg noch am stärksten und erzielte ein Ausmaß von nahezu 5 K. Die relative Feuchte (Abbildung 11) nahm noch in der Inversion auf Werte um 70 % ab – was im Übrigen sehr gut mit der Radiosondierung übereinstimmt – später dann sogar bis auf 60 %. Bemerkenswert ist ferner bei den Ergebnissen der relativen Feuchte, dass die Grundsicht im Raum Graz auch noch bei der 12:30-Sondierung sehr gut daran erkennbar ist, dass die relative Feuchte noch bis zur Obergrenze auf ca. 70 % zunimmt, und darüber deutlich wieder abnimmt. Die Grundsicht weist demnach eine Mächtigkeit

von 350 m auf, was für die Mittagsbefliegung dann von Bedeutung sein wird.

Bezüglich der Windverhältnisse können aus dem beiliegenden Diagramm (Abbildung 10) eindrucksvoll die Gegensätze zwischen den Bedingungen in der Grundsicht einerseits und den gradientbedingten übergeordneten Strukturen andererseits unterschieden werden. Während in den ersten 200 m durchwegs schwache südliche, teils aber auch richtungsuneinheitliche Winde verzeichnet werden, herrschen darüber Winde aus dem Sektor West bis NW vor, wobei die Windgeschwindigkeiten beim 1. Aufstieg um 4:30 noch 4–5 m/s erzielten; später sanken dann die Werte auf 2–3 m/s ab. Bemerkenswert gut ist auch die Übereinstimmung mit dem Anstieg der Grundsicht zum 12:30-Termin, da die südlichen Winde nun eine Vertikalerstreckung von nunmehr 350 m aufwiesen.

Abbildung 12:
Sondenaufstieg von
24.10.2005 am
Thalerhof (Quelle:
ZAMG, Regional-
stelle Steiermark)



3.3 KLIMATISCHE MESSKAMPAGNEN 2011

3.3.1 WETTERLAGE AM 20.12.2011

Die Wetterlage in Mitteleuropa: Die Wetterlage ist dadurch charakterisiert, dass in der 500-hPa-Fläche eine ausgeprägte Nordwestströmung herrscht, wobei annähernd eine schwache Trogausbildung erkennbar ist. Im Gegensatz dazu konnte sich in Bodennähe ein gut entwickelter Hochausläufer bis über die Alpen vorschieben und damit auch eine deutliche Wetterbesserung einleiten. Dieser Hochdruckkeil ist auch in der 850-hPa-Analyse schön erkennbar, wobei in der Berliner Wetterkarte (Abbildung 13 u. 14) als Luftmasse eine maritime Arktikluft ausgewiesen ist, was aber südlich des Alpenhauptkammes unter Leeinfluss sicher nur als Polarluft einzustufen ist. Insgesamt kann die Wetterlage als relativ typische und recht häufige Wetterlage angesehen werden. Betrachten wir nun die 13-Uhr-Analyse der Bodenwetterkarte (Abbildung 15) mit dem Detailausschnitt von Mitteleuropa, so ist die Auswirkung des Hochs gut an der geringen bis fehlenden Bewölkung erkennbar. Damit wurde auch der Einsatzleitung „Grünes Licht“ für die Durchführung der Flugkampagne gegeben.

Der weitere Verlauf ab 22 Uhr war durch einzelne Wolkenfelder gekennzeichnet, die dann ab Mitternacht, als die Kampagne schon vorüber war, auch stärker wurden und schließlich gegen Morgen wieder verschwanden. Die Gegenstrahlung aus der Atmosphäre wurde durch die Bewölkung in mittlerer Höhe (As- und Ac-Schichtwolken als Zeichen einer Erwärmung in der Höhe) etwas erhöht und damit die Abkühlung der Luft gebremst. Dies lässt sich an fast allen Stationen nachweisen. Mit der Befliegung wurde demnach ein Status quo von ca. 22 Uhr erhoben, was wiederum ein Vorteil war, denn ansonsten wäre bei weiterer Abkühlung ein Korrekturfaktor mit einem Vergleich der Ausgangs- und Endtemperatur bei der Messkampagne zu erheben gewesen.

Abbildung 13:
Berliner Wetterkarte
mit der Wetterlage
vom 20.12.2011
im 500-hPa-Niveau,
01:00 Uhr (Quelle:
Berliner Wetterkarte)

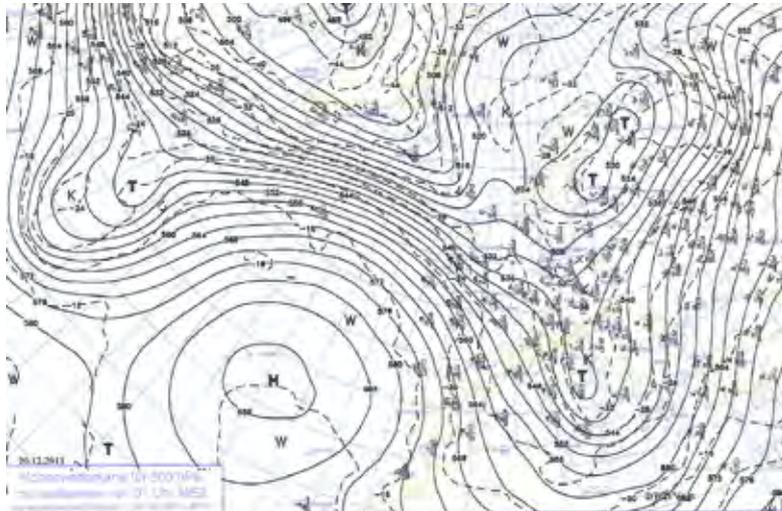


Abbildung 14:
Berliner Wetterkarte
mit der Wetterlage
vom 20.12.2011
im 850-hPa-Niveau,
01:00 Uhr (Quelle:
Berliner Wetterkarte)

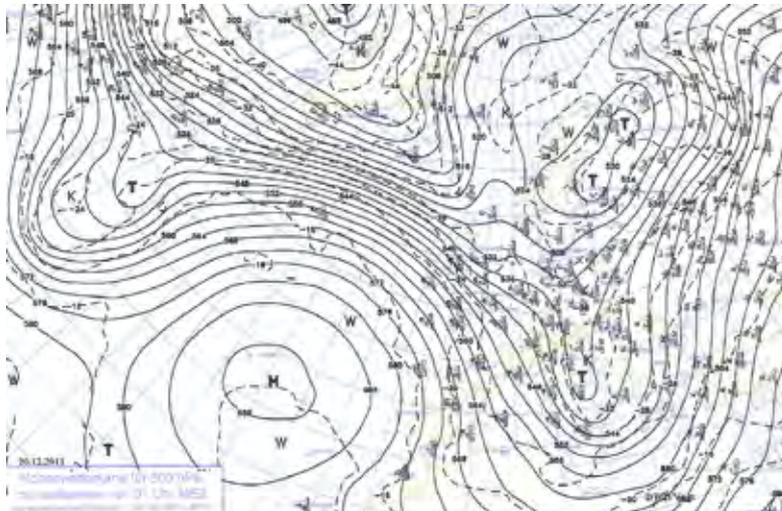
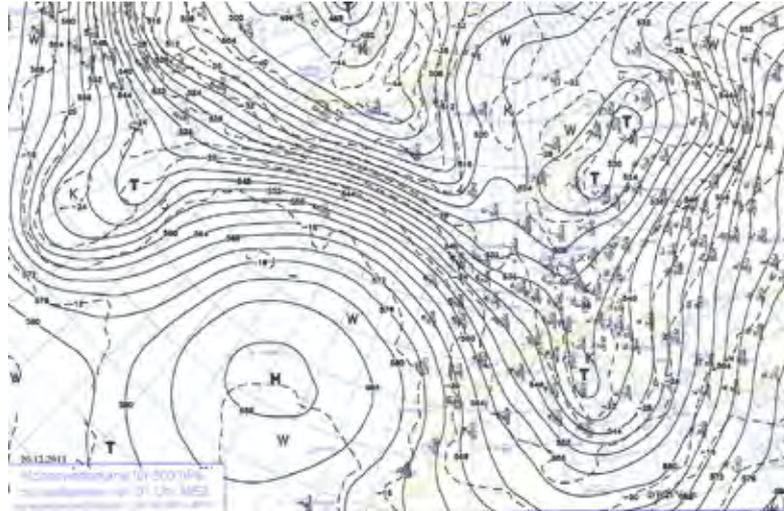


Abbildung 15:
Berliner Wetterkarte
mit der Wetterlage
vom 20.12.2011,
13:00 Uhr (Quelle:
Berliner Wetterkarte)



Der Verlauf an den Stationen in Graz: Nach einem klaren Morgen mit Werten von -5 bis -7 °C (in der Innenstadt um $-2/-3$ °C) erwärmt sich die Luft infolge des niedrigen Sonnenstandes (Wintersonnenwende am 21.12.) nur mäßig bis auf $2-3$ °C. Der Wind bleibt entsprechend der Jahreszeit schwach mit Murtaleinwind mit einer Geschwindigkeit mit $0,5$ bis 2 m/s – nur am Schlossberg auch bis 3 m/s. Gegen 18 Uhr setzt planmäßig mit zunächst geringer Windgeschwindigkeit der Murtalauswind ein. Er erreicht dann in Raach und am Schlossberg Werte von $3-4$ m/s, steigert sich aber nicht mehr weiter, denn sehr häufig erzielt er in der zweiten Nachthälfte Werte von ca. 5 m/s. Wir konnten dies auch am eher sehr schwachen Düseneffekt im Bereich Weinzötlbrücke beobachten, denn hier werden bei typischer Ausprägung des Murtalauswindes Werte von wenigstens $2-3$ m/s gemessen.

Die Temperaturen an den Stationen sanken bis auf ein Niveau von -4 bis 0 °C, wobei die höchsten Werte im Zentrum mit der Station Graz Mitte erzielt wurden ($0-0,5$ °C) und die niedrigsten in Mariatrost (-6 °C) bzw. im Becken von Thal (bis -5 °C). Die anderen Stationen wie Don Bosco und Graz Nord schwankten zwischen -2 und -3 °C, wobei sich an der Station Graz Nord auch in Bodennähe im weiteren Verlauf wärmere Luft durchgesetzt hat (verspäteter Düseneffekt?).

Am 21.12. setzte sich vor allem in der Höhe – also auch an der Station Plabutsch – wärmere Luft durch. Die Stadtstationen reagierten ohne Veränderung zum Vortag mit Maxima von $2-3$ °C und geringer Bewölkung tagsüber.

Die vertikalen Temperaturunterschiede hielten sich in engen Grenzen, zumal ja die Kaltluftadvektion keine größeren Inversionen zuließ. Im Gegensatz zum 2./3.10.1986, wo Warmluftadvektion mit einem ausgeprägten Hoch eine große Rolle spielte und Inversionen bis zu 13 K auftraten (2 °C Mariatrost, 15 °C Platte), waren es diesmal nur etwa $4-5$ K, wobei die höchsten Temperaturen schon in den ersten $100-200$ m über Grund auftraten, wie auch die Sondierungen bestätigten. Die Station Plabutsch registrierte jedenfalls schon tiefere Temperaturen als weite Teile des Stadtgebietes. Demnach beschränkte sich die warme Hangzone, die ja 1986 so auffällig in Erscheinung

trat, nur auf den unteren Abschnitt des Plabutsch. Im Riedelland des Ostens waren die oberen Riedelniveaus nicht begünstigt, auch dort waren im Wesentlichen die Unterhänge bevorzugt.

Bezüglich der relativen Feuchte wurden die Werte der Talstation Graz Nord und der Station Schlossberg herangezogen. Sie zeigen, dass wir immerhin Unterschiede zwischen 85–90 % an der Talsohle und 65–70 % rel. Feuchte im Riedelniveau zu verzeichnen hatten. Demnach waren die Verhältnisse für eine Thermalkampagne günstig, denn je trockener die Luft, desto weniger Einfluss auf die Infrarotmesswerte für den Sensor im Flugzeug.

Bezüglich der Windverhältnisse ist noch anzumerken, dass sich Flurwinde im Süden der Stadt bis weit über das Stadtzentrum hinaus gut entwickeln konnten, zumal der Murtalauswind nicht so stark ausgeprägt war. Die Wärmeinselintensität von ca. 4 K (bis zu den Seitentalbecken 6–7 K) reichte auch dafür hinreichend aus. Einige Stationsdaten sind in einem Diagramm zusammengefasst, wobei sowohl an der Station Weinzöttl als auch an der Station Schloßberg der Murtalauswind mit 2–4 m/s vertreten ist. An der Talstation Graz Nord wurden im selben Zeitraum nur noch ca. 0,5 bis 1,5 m/s registriert. Selbst am Plabutsch, der sonst sehr gut auf den Murtalauswind anspricht, erreicht nur Werte von 3–4 m/s, was möglicherweise auch auf die Bewölkungseinflüsse im Einzugsgebiet im Oberen Murtal zurückzuführen war.



Abbildung 16: Lufttemperatur mehrerer Stationen in Graz zum Zeitpunkt der Befliegung am 20.12.2011 (Quelle: Land Steiermark, Eigenbearbeitung)



Abbildung 17: Windgeschwindigkeiten mehrerer Stationen in Graz und Umgebung zum Zeitpunkt der Befliegung am 20.12.2011 (Quelle: Land Steiermark, Eigenbearbeitung)

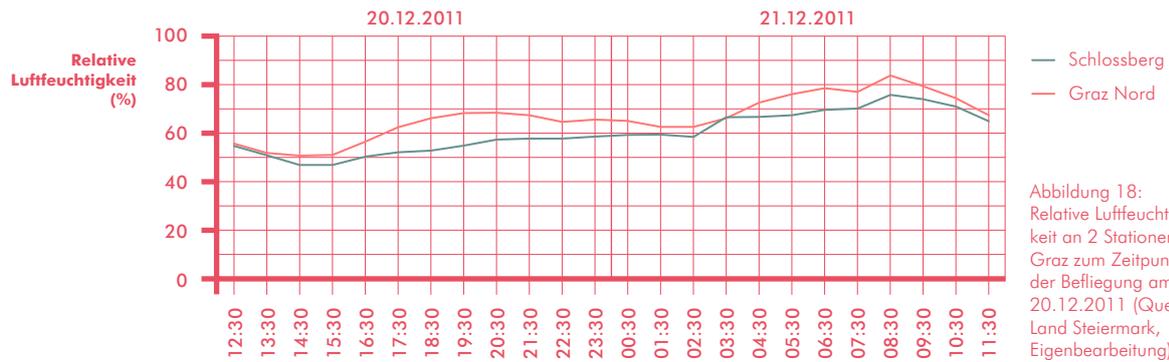


Abbildung 18: Relative Luftfeuchtigkeit an 2 Stationen in Graz zum Zeitpunkt der Befliegung am 20.12.2011 (Quelle: Land Steiermark, Eigenbearbeitung)

3.3.2 ERGEBNISSE DER MESSKAMPAGNEN AM 20.12.2011

Insgesamt waren drei Messtrupps unterwegs, wobei sich im engeren Stadtgebiet leichte Überschneidungen ergaben. Ein weiterer Messtrupp war mit den Sondierungen betraut, wobei bedauerlicherweise seit kurzem eine Beschränkung bezüglich der Steighöhe von 200 m auferlegt wurde. Glücklicherweise war dies nicht von Nachteil, weil ohnehin die Bodeninversion sehr seicht war, wie die Profile im Zusammenhang mit der Station Schlossberg, aber auch mit der Station Plabutsch bestätigten. Ein Messfahrtteam war mit dem Westen von Graz incl. Becken von Thal mit Schluss im Zentrum von Graz betraut. Ein weiteres hatte eine Messtrecke im Osten von Graz samt Vertikalprofil auf die Platte und Einbeziehung beider Seitentalbecken (Fölling und Weinitzen). Das dritte Team war beauftragt mit der Situation vom Zentrum beginnend vor allem den Südosten zu erkunden. Die Ergebnisse der Teams sind in der Karte dargestellt, aus der die Struktur der Wärmeinsel – diesmal der Fall mit der einkernigen Wärmeinsel mit Schwerpunkt im Raum Gries mit maximalen Temperaturen um 0 bis 0,5 °C – sowie die kalten Seitentäler gut zur Geltung kommen.

Im Westen von Graz fiel dem Team neben dem Fehlen der sekundären Wärmeinsel in Gösting auch bei der vertikalen Strecke zur Hubertushöhe (550 m) auf, dass ab ca. 450 bis 500 m Seehöhe keine weitere Temperaturzunahme erfolgte, es sich demnach um eine ausgesprochen seichte Bodeninversion handeln musste. Im Thaler Becken wurden dann erwartungsgemäß mit –4,5 bis –5,5 °C die tiefsten Temperaturen verzeichnet – im Übrigen in guter Übereinstimmung mit Mariatrost/Fölling. In Fällern mit Schneedecke wären die Unterschiede etwa doppelt so groß gewesen, andererseits wäre aber die Thermalbefliegung nicht

mehr in dem geplanten Rahmen angelaufen, denn das Ziel bestand ja gerade darin, die Oberflächen-temperaturverhältnisse im Hochwinter zu erfassen, eine Schneeoberfläche hätte die Verhältnisse stark vereinfacht und auf geländeklimatische Muster und Strukturen abgestimmt. Im übrigen Messbereich herrschten Temperaturen von –1,5 bis –3 °C, die freie Kaltluftfläche bei den Reininghausgründen schnitt um 1,5 bis 2 K kälter ab als die Umgebung.

Das Team im Norden und Osten hatte zunächst eine Streckenführung nach Mariatrost/Fölling, wo die nicht allzu tiefen Temperaturen (Minimum –6,1 °C) auffielen; dazu muss auch angemerkt werden, dass wie erwähnt einige Wolkenfelder durchzogen, und gerade in den sensiblen Seitentalbecken wirkt sich die Erhöhung der Gegenstrahlung stark aus, vermutlich wären ansonsten die Minima bei –7 bis –8 °C gelegen. Weiters fiel auch diesem Team die Benachteiligung der oberen Rücken auf der Platte und damit die geringe Mächtigkeit der Bodeninversion auf. Zwischen dem Becken von Weinitzen und Mariatrost waren die Differenzen sehr klein; hier wären nach den Bautätigkeiten im Föllinger Becken höhere Temperaturen zu erwarten gewesen. In beiden Becken wurden jeweils auch Dämme errichtet (Retentionsbecken).

Das Team im Osten und Südosten wählte eine Messtrecke quer über die Seitentäler und Riedel hinweg bis Raaba. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen der anderen Teams blieb es auf den ansonsten deutlich begünstigten Riedelrücken eher moderat milder (bis ca. 0,8 °C) gegenüber den Tallagen mit Werten von –2,5 bis –4 °C. Die Seitentalauswinde waren mäßig entwickelt und auf den Riedelrücken war der Mur-talauswind aus NW schwach spürbar.

Abbildung 19:
Sondenaufstieg in
Graz am 20.12.2011
von 22:30 bis 23:00
h mit dem Verlauf der
relativen Luftfeuchtigkeit
und Windgeschwindigkeit
(Windrichtung:
durchgehend NW)
(Eigene Erhebung und
Darstellung)

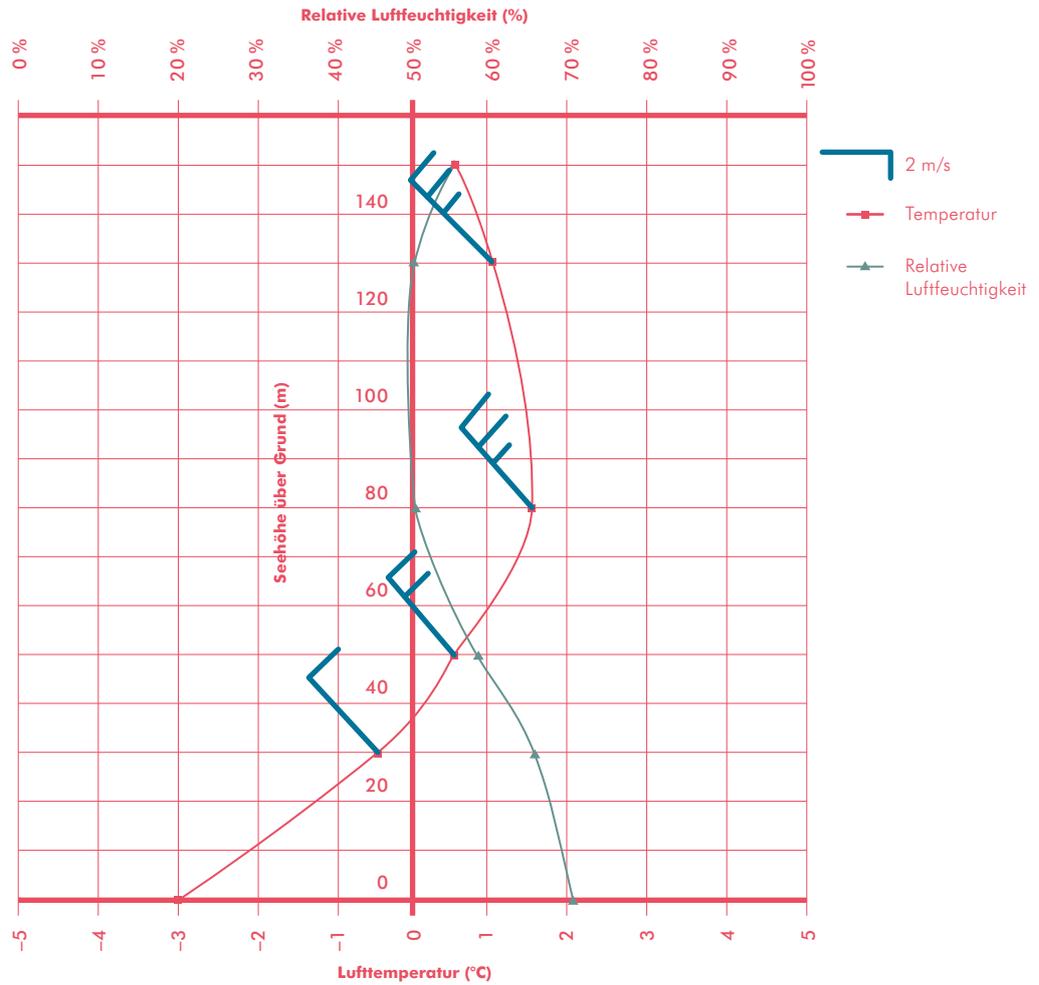


Abbildung 20:
Ballonsondierung
im Wasserwerk Nord
am 20.12.2011
(Photo: Hubeny)

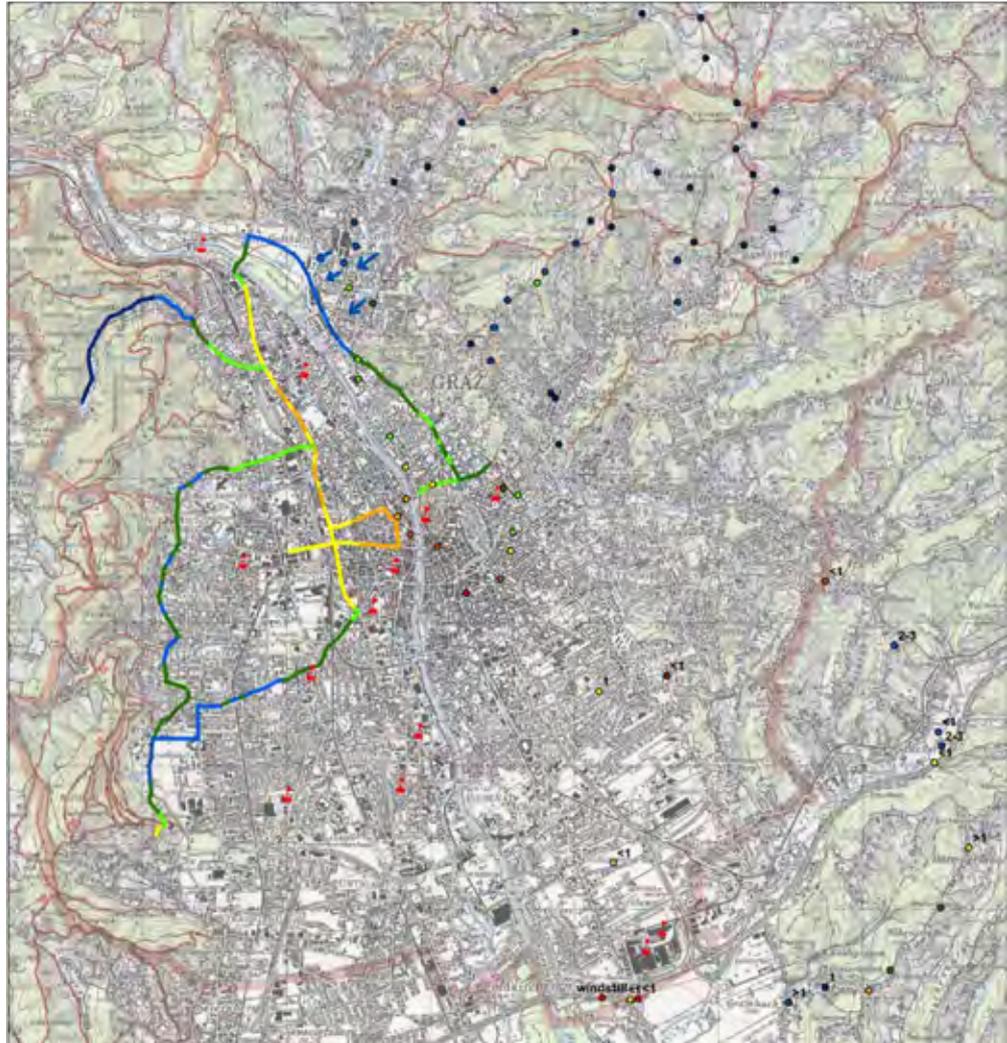


Gesamtbeurteilung der Wetterverhältnisse und der erfassten Daten: Hinsichtlich einer Gesamtbeurteilung der Wetterlage für eine derartige Messkampagne lässt sich folgern, dass die angetroffenen Temperaturunterschiede zwar nicht das Ausmaß jener bei einer Superhochdrucklage wie Anfang Oktober 1986 erreicht haben, aber immerhin die typischen Verhältnisse für die einkernige und demnach stark von der Baukörperstruktur abhängige Wärmeinsel sehr gut wiedergegeben haben. Es darf dabei nicht übersehen werden, dass eine Thermalbefliegung von der Prognostik her betrachtet gerade im Hochwinter eine starke Herausforderung darstellt. Zum einen stellt das Risiko von Talnebelbildungen, wie dies die Befliegung vom Oktober 2004 gezeigt hat, ein großes Problem dar, und zum anderen kommt der nicht erwünschte Einfluss der Schneedecke hinzu. Insgesamt waren die Voraussetzungen bis auf die bedauerlicherweise etwas zu früh aufgetauchte Bewölkung im Rahmen ei-

nes Zwischenhochs sehr gut geeignet für eine derartige Befliegung. Letztlich haben aber auch die Messfahrtergebnisse gezeigt, dass es in Hinblick auf eine üblicherweise aufwendige Anpassungskorrektur der erfassten Temperaturen der Messteams zwischen Beginn und Ende der Kampagne in unserem Fall eine Vereinfachung durch die aufgekommene Bewölkung gab, da es dadurch zu einer Temperaturstagnation gekommen war; deshalb war auch eine Anpassungskorrektur nicht nötig. Schließlich sei noch angemerkt, dass wir nun erstmals über Befliegungsdaten für eine einkernige Wärmeinsel verfügen, die eben mehr in einer stärkeren Abhängigkeit zur Versiegelung steht, als dies bei einer zweikernigen Wärmeinsel mit starkem Einfluss des Murtalauswindes und einer sekundären Wärmeinsel der Fall ist.

Zudem wurden Strahlungsmessungen zur Kalibrierung der Thermalscanneraufnahmen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 21 ersichtlich.

Abbildung 21:
Messfahrten in
Graz am 20.12.2011
(Eigene Erhebung
und Darstellung)



Messfahrt Temperatur [°C]

— -4,5 bis -3,0	— -1,49 bis -1,0
— -2,99 bis -2,5	— -0,99 bis -0,5
— -2,49 bis -2,0	— -0,49 bis 0,0
— -1,99 bis -1,5	

Punktmessung Temperatur [°C]

● -4,5 bis -3,0	● -0,99 bis -0,5
● -2,99 bis -2,5	● -0,49 bis 0,0
● -2,49 bis -2,0	● 0,01 bis 0,5
● -1,99 bis -1,5	● 0,51 bis 1,0
● -1,49 bis -1,0	● 1,01 bis 1,8

Abbildung 22:
Unterschiedliche
Eisbedeckung an
Teichen (rechts: Eis-
laufplatz in Mariatrost;
links: Hilmteich) am
20.12.2011 (Aufnah-
me: Sulzer)



Insbesondere wurde die Temperatur von Wasseroberflächen bzw. Böden gemessen, da die unterschiedliche Bodenbedeckung wesentlichen Einfluss auf die Emissivität bzw. die Umrechnung der digitalen Werte in Strahlungstemperaturen bzw. Oberflächentemperaturen besitzt. Die durch die Messfahrten und Do-

kumentationen (Temperatur, Wind und Photos) der Bodenbedeckung zum Befliegungszeitraum erzielten Informationen können direkt in die Analyse der Befliegungsdaten eingebunden werden (siehe Abbildung 22, Abbildung 23).

Abbildung 23:
Auswahl der Photo-
dokumentation am
20.12.2011
(links oben: Platte in
Richtung Stadtzentrum;
rechts oben: Cafe
Rosenhain in Richtung
SE; unten links: Platten-
kreuz in Richtung
Wenisbuch, rechts
unten: Lechwald))
(Photos: Sulzer)



4. ERSTELLUNG DER TEMPERATURKARTEN VON GRAZ

4.1 EINLEITUNG

Für (städtische) Klimaanalysen liegt der wesentliche Nutzen von Thermalkarten in ihrem flächenhaften, digital verarbeitbaren Informationsgehalt. Es ist zu unterscheiden zwischen Infrarot-Aufnahmen mit Thermal-Scannern von Flugzeugen aus und den für die vorliegenden Karten benutzten Satellitendaten.

Unter Berücksichtigung der Größe von Graz und des engeren Verflechtungsraumes mit dem Umland ermöglicht nur ein flugzeuggestütztes Verfahren die jeweils fast zeitgleiche Erfassung der langwelligen Eigenstrahlung der Erde (Oberflächentemperatur) in einer aufeinanderfolgenden Nacht-/Tagsituation. Die Interpretation der IR-Thermalbilder erlaubt es, einzelnen Oberflächenelementen und Raumeinheiten über die speziell erfasste Situation hinaus qualitativ allgemeine thermische Eigenschaften zuzuordnen. Diese Umsetzung setzt jedoch großes klimatisches Fachwissen und die Nutzung weiterer Datengrundlagen wie Nutzungs- und Reliefkarten voraus, da die Ausprägung der Oberflächentemperatur verschiedener Nutzungsstrukturen im Rasterbild stets das Ergebnis komplexer physikalischer Prozesse ist, an denen verschiedene horizontale und vertikale Wärmeflüsse und Energieumsätze (Verdunstung, Kondensation) beteiligt sind. Unter Einbeziehung weiterer klimatologischer Parameter wie Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit können Oberflächentemperaturkarten zusätzlich als Unterstützung für die Bestimmung von Klimatopkarten herangezogen werden.

Bei den IR-Thermalaufnahmen wird die Oberflächentemperatur nicht direkt gemessen, sondern über die von den zu erfassenden Strukturen ausgehende langwellige Strahlung berechnet; erfasst wird die sogenannte Strahlungstemperatur. Dabei handelt es sich um einen Energietransport mittels elektromagnetischer Wellen, wobei die Strahlung der Fluss der elektromagnetischen Wellen pro Fläche und Zeit ist. Strahlung und Temperatur eines Körpers unmittelbar an seiner Oberfläche stehen in einem funktionalen Zusammenhang, ausgedrückt durch das Gesetz von Stefan-Boltzmann. Dieser Zusammenhang besteht, wenn die Oberflächen annähernd ihr volles Emissionsvermögen (Emissionswert = 1) erreichen. Dies ist für alle wichtigen Oberflächenelemente innerhalb des erfassten Wellenlängenbereichs von 10,4 bis 12,5 μm gegeben, so dass der Einfluss der Atmosphäre auf das Emissionsverhalten vergleichsweise gering bleibt. Die Differenz zwischen der vom Flugzeugscanner erfassten Strahlungstemperatur und der berechneten Oberflächentemperatur ist somit in der Regel vernachlässigbar. Um genauere Ergebnisse zu bekommen, wurden die Daten radiometrisch korrigiert. Nur Metalloberflächen, wie sie z. B. bei Flachdächern Verwendung finden, weichen mit Emissionswerten von 0,1 beträchtlich ab und müssen daher auch bei der Interpretation eine Sonderstellung einnehmen.

Durch die Infrarot-Aufnahmen ist die Möglichkeit gegeben, während eines Strahlungstages Momentaufnahmen der Temperaturverteilung zu gewinnen und damit siedlungsbedingte Unterschiede von Temperaturstrukturen in einem Stadtgebiet zu erkennen. Das Ziel der Auswertung ist dabei, mit den Gesetzmäßigkeiten der Geländeklimatologie Hinweise auf lokale Luftaustauschprozesse zu erhalten bzw. auf Gebiete der Stadtlandschaft, die für die Ausbildung lokaler Windsysteme eine wichtige Funktion haben.

Solche Schlussfolgerungen erfordern jedoch eine realistische Vorstellung vom Zusammenwirken der meteorologischen Parameter in der bodennahen Luftschicht. Auch lassen sich Infrarot-Messflüge nur bei Kenntnis der örtlichen Geländebeziehungen und im Zusammenhang mit anderen meteorologischen Informationen, sozusagen als Bestandteil einer „Indizienkette“, sinnvoll auswerten. Dabei bedeuten Windarmut und ausgeprägtes Geländerelevanz des Untersuchungsgebietes eine wichtige Voraussetzung für die Erfolg versprechende Anwendung der Infrarot-Thermographie; denn nur unter diesen Bedingungen ist mit der Ausbildung planungsrelevanter lokaler Windsysteme zu rechnen.

4.2 DAEDALUS-BEFLIEGUNG 1986

Zur Durchführung einer Erstellung von Strahlungstemperaturdaten für das Jahr 1986 war in der damaligen Zeit eine große Computer- und Bildverarbeitungsanlage mit geeigneter Software notwendig. Große Datenmengen bedingten damals große Magnetplattenspeicher und sehr hohe Rechnerleistungen sowie komplexe Steuer- und Auswertprogramme. Alle diese Voraussetzungen waren am Institut für Digitale Bildverarbeitung und Graphik der Forschungsgesellschaft Joanneum gegeben.

Die Bildelementgröße des Orthobildes beträgt $5 \times 5 \text{ m}^2$. Die Orthobilder haben eine maximale Größe von 3072×3072 Pixel und überdecken somit das gesamte Stadtgebiet von Graz. Um die visuelle Interpretation durch einen Klimatologen optimal vorzubereiten, wurden einzelne aufeinanderfolgende Temperaturintervalle mit verschiedenen Regenbogenfarben eingefärbt. Es wurden von allen drei Befliegungen Strahlungstemperaturkarten im Maßstab 1:25.000 hergestellt. Die Ausgabe der endgültig bearbeiteten Bilddaten erfolgte auf einem Laserfarbfilmschreiber bei der DLR. Von den so entstandenen Farbdiaapositiven im Format von $17,5 \times 18,5 \text{ cm}^2$ wurden dann mittels eines Laserreproscanners die vier Farbauszüge Gelb, Cyan, Magenta und Schwarz im Endmaßstab angefertigt und zur kartographischen Bearbeitung weitergeleitet. Letztere übernahm das Institut für Kartographie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften Wien. Den Druck besorgte das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (LAZAR et al., 1994).

Radiometrische Korrektur: Da die vom Sensor aufgezeichneten Temperaturstrahlungswerte, welche im Grauwertbereich zwischen 0 und 255 kodiert sind, eine große Anzahl verschiedenartiger „Fehler“ aufweisen, müssen die gemessenen Videodaten relativ aufwendig korrigiert werden, um eine absolute, nicht nur relative Strahlungstemperaturgenauigkeit von $\pm 0,1$ K zu garantieren.

BEI DER RADIOMETRISCHEN KORREKTUR DER AUFNAHMEDATEN MÜSSEN FOLGENDE EINFLÜSSE BEACHTUNG FINDEN (LAZAR ET AL., 1994):

Kalibrierung des Thermalbandes

Absorption der Strahlung durch Optik

Filter und Sensor

Absorption der Strahlung durch Atmosphäre

(Druck, Temperatur, Feuchtigkeit usw.)

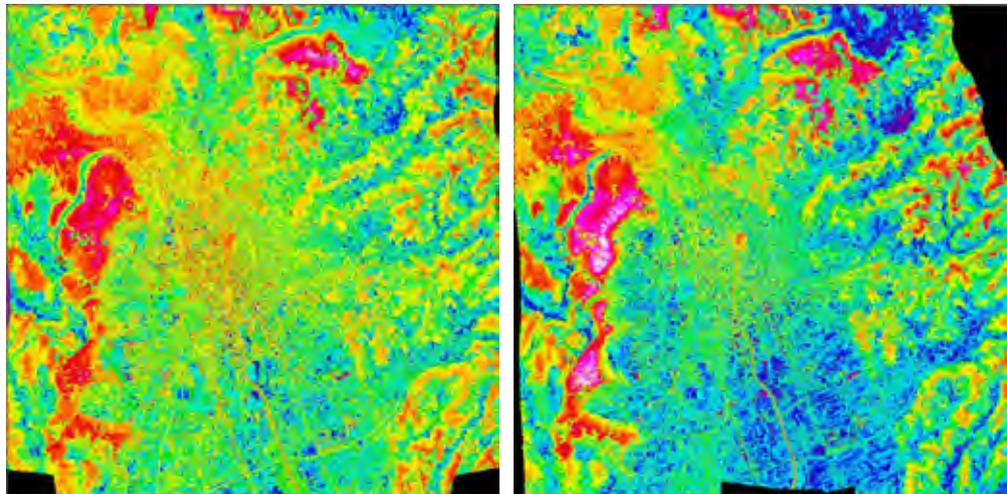
Quantisierungsfehler nach Überschreiten der Sättigungsgrenze

Eine atmosphärische Korrektur der Temperaturstrahlung erfolgte mit einer Software LOWTRAN 5 am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck. Mit dieser Software war es möglich, die vom Sensor in Flughöhe gemessene Temperaturstrahlung auf scheinbare Oberflächentemperaturen umzurechnen. Eingabedaten für dieses Programm sind unter anderem alle Bodenmessdaten, die Messwerte der Radiosondenaufstiege und diverse Filterfunktionen. Die Umrechnung der Grauwerte in absolute Temperatureinheiten erfolgt mittels Referenzmessdaten zu den Schwarzkörpern.

Als Ergebnis der umfangreichen Aufbereitungsarbeiten liegen drei farbige Temperaturstrahlungskarten (Nacht, Morgen, Tag) von Graz vor. Die originalen Datensätze 1986 wurden dankenswerter Weise von Herrn KAUFMANN (Technische Universität Graz, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung) zur Verfügung gestellt und das Fremdformat in *ERDAS IMAGINE* importiert.

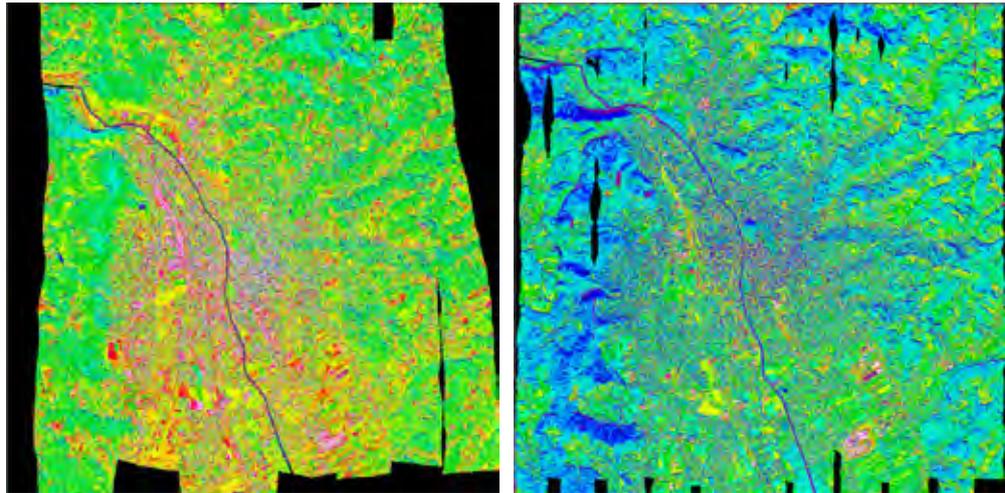
Die Nacht-, Morgen- und Mittagstermine von 1986 wurden farbkodiert dargestellt und anschließend analysiert: Die folgenden Darstellungen wurden als Grundlage für die Überarbeitung der Klimatopkarte und der Karte der planerischen Hinweise verwendet.

Abbildung 1:
Farbkodierte
Nacht- (links),
Morgentherma-
aufnahme (rechts)
von 1986 in °C



0	■	0	7	■	7.1–7.6	14	■	11.6–12.5
1	■	<2.9	8	■	7.6–8.2	15	■	12.5–13.4
2	■	2.9–3.8	9	■	8.2–8.8	16	■	13.4–14.2
3	■	3.8–4.6	10	■	8.8–9.4	17	■	14.2–15.1
4	■	4.6–5.5	11	■	9.4–10.1	18	■	15.1–15.9
5	■	5.5–6.4	12	■	10.1–10.8	19	□	> 15.9
6	■	6.4–7.1	13	■	10.8–11.6			

Abbildung 2:
Farbkodierte Mittags-
thermalaufnahme
von 1986 (links) und
2004 (rechts) in °C



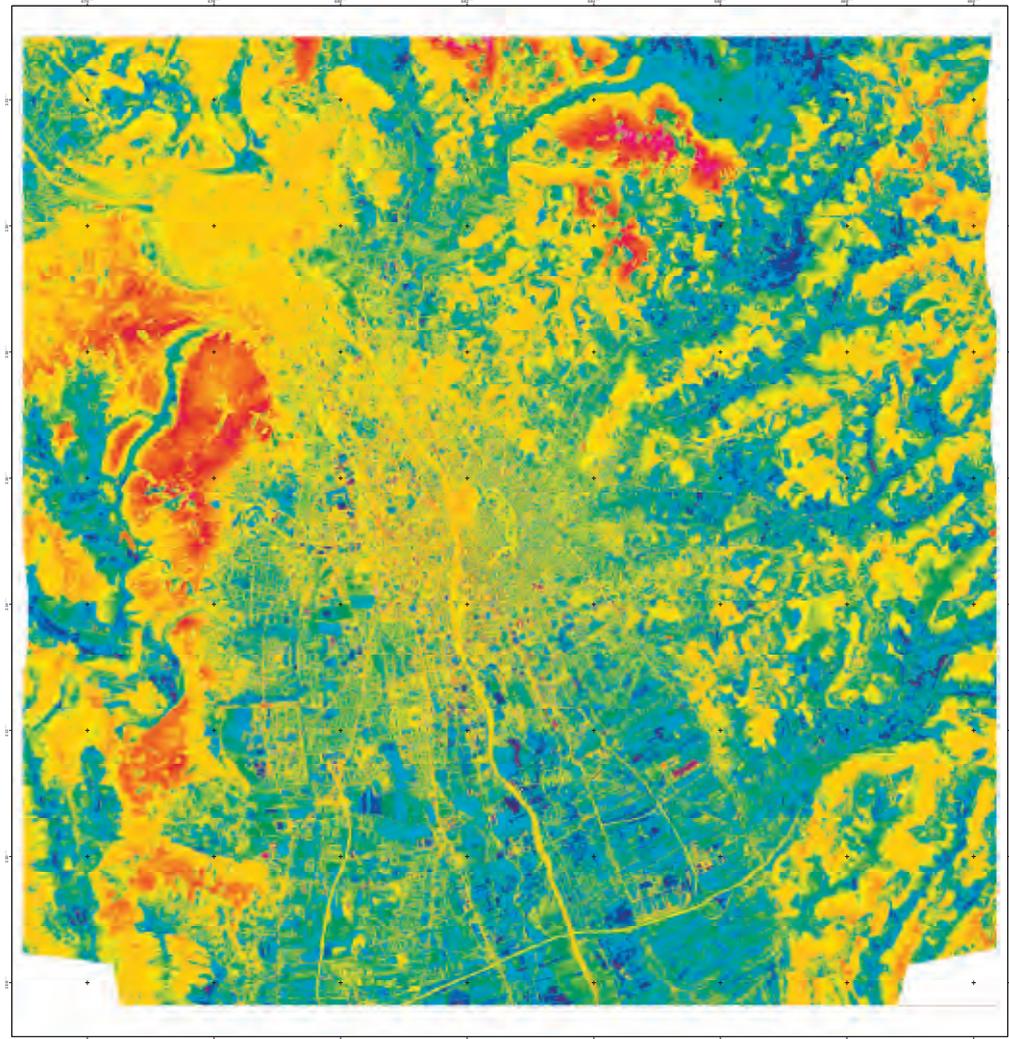
0	■	0	7	■	20.4–21.6	14	■	29.8–31.4
1	■	<12.4	8	■	21.6–22.8	15	■	31.4–32.9
2	■	12.4–14.1	9	■	22.8–23.9	16	■	32.9–34.6
3	■	14.1–15.8	10	■	23.9–25.2	17	■	34.6–36.5
4	■	15.8–17.4	11	■	25.5–26.2	18	■	36.5–38.9
5	■	17.4–18.9	12	■	26.2–28.2	19	■	38.9>
6	■	18.9–20.4	13	■	28.2–29.8			

Für die einzelnen Flüge 1986 (Nacht-Morgen-Mittag) wurden 2004 neue Thermalkarten erstellt und der Datenlieferung beigelegt. In den folgenden Abbildungen werden Verkleinerungen (A4) dargestellt.

Abbildung 3:
Strahlungstemperaturkarte der
Thermalscanner-
befliegung von 1986
(Nachtflug)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 2. Oktober 1986
22:00–23:30 MEZ (Nachtflug)



Temperaturangaben in °C

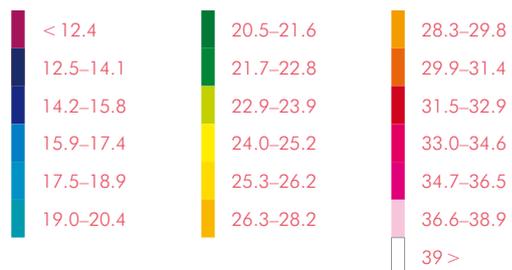
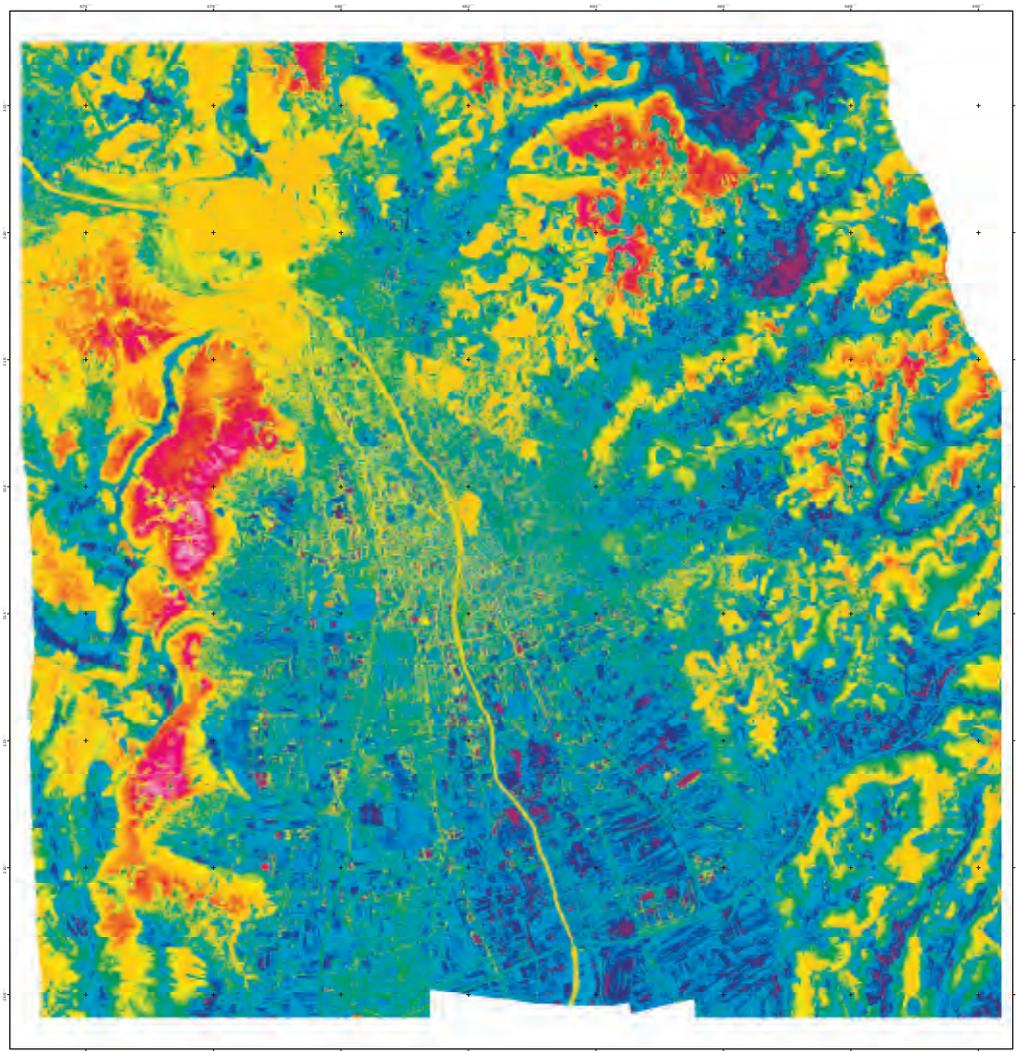


Abbildung 4:
Strahlungstemperaturkarte der
Thermalscanner-
befliegung von 1986
(Morgenflug)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 3. Oktober 1986
05:06–06:26 MEZ (Morgenflug)



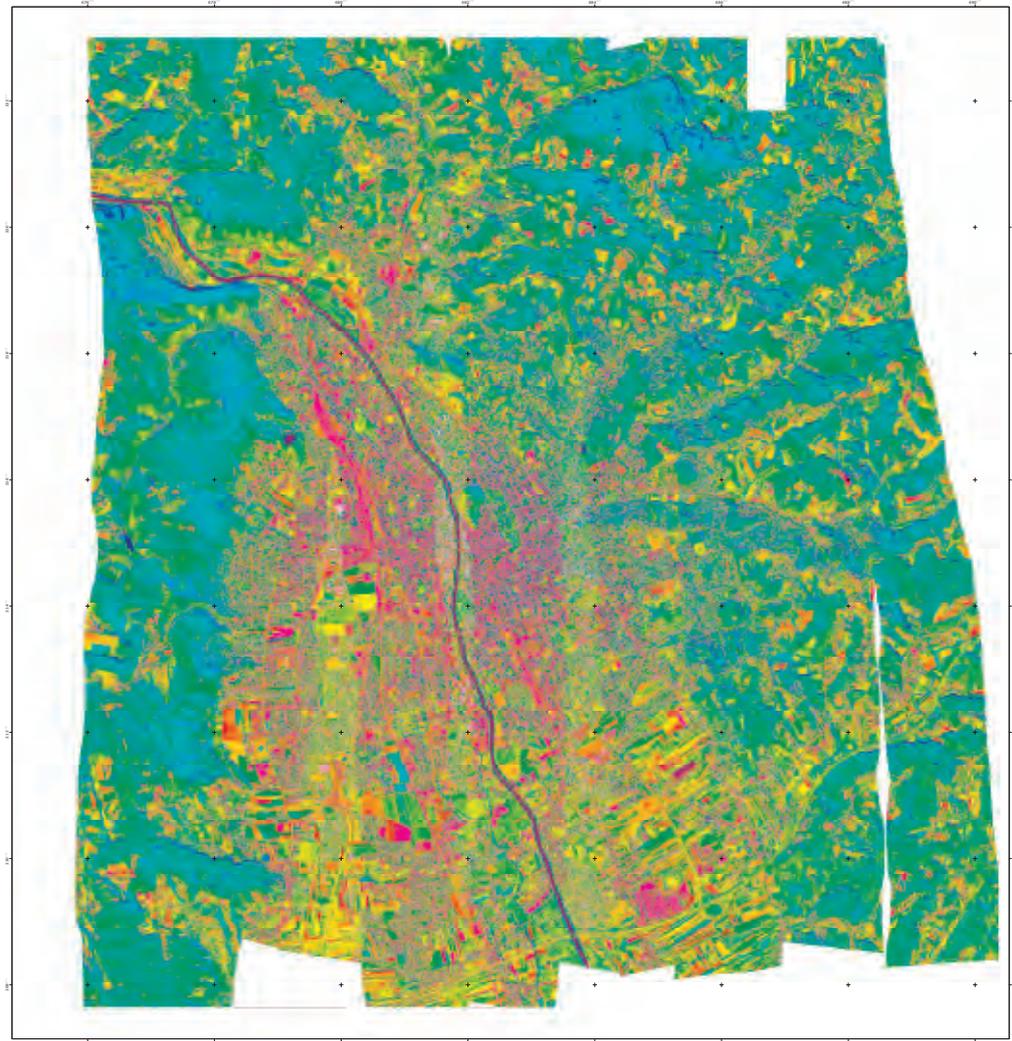
Temperaturangaben in °C



Abbildung 5:
Strahlungstemperaturkarte der
Thermalscanner-
befliegung von 1986
(Mittagsflug)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 3. Oktober 1986
12:49–14:17 MEZ (Mittagsflug)



Temperaturangaben in °C



4.3 DAEDALUS-BEFLIEGUNG 1996

Auf Grund der Tatsache, dass für die Befliegung von 1996 keine Oberflächentemperaturdaten als Referenzdaten zur Verfügung standen, wurde auf die Verwendung des Datensatzes von 1996 verzichtet. Zudem wurden die Originalwerte des thermalen Kanals verändert und für eine optimale Darstellung gespreizt. Dadurch ist es unmöglich, klimatologische Aussagen zu treffen.

Abbildung 6:
Thermalkanal
(oben: Original
Datengrauwerte,
unten: Kontrast-
verbesserung)

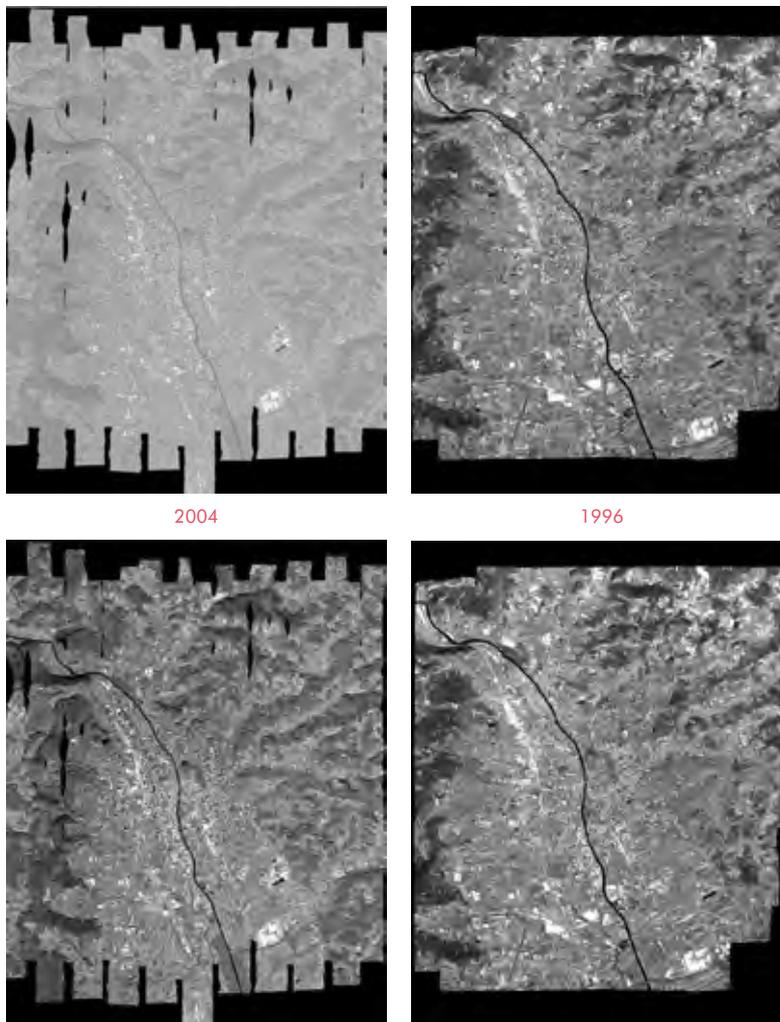


Abbildung 6 dokumentiert, dass die Grauwerte des thermalen Bandes aus dem Jahre 1996 auch in den Originaldaten durch eine Bildverbesserung angepasst wurden. Die Daten von 2004 zeigen eine deutliche Veränderung.

4.4 DAEDALUS-BEFLIEGUNG 2004

Anlog zu der Thermalbefliegung von 1986 sollen Temperaturkarten vom Morgen- bzw. vom Mittagsflug erstellt werden. Grundlage hierfür ist eine Multispektralscannerbefliegung zu mittag des 24.10.2004. Ein Morgenflug konnte aufgrund von Nebel nicht durchgeführt werden. Diesen gilt es im Rahmen dieses Projektes mit Hilfe anderer Parameter und Informationen, inklusive der Daten von 1986, zu simulieren und zu modellieren. Ziel ist eine digitale Thermalkarte, die die klimatische Situation kurz vor Sonnenaufgang unter Strahlungswetterbedingungen darstellt.

Die Durchführung der Kartierung für den Mittagsflug kann in ähnlicher Weise wie 1986 durchgeführt werden. Mit Hilfe der Kalibrierungsparameter des Scanners und zusätzlicher Informationen kann eine relativ genaue (thermale) Klassifizierung durchgeführt werden. Der Scanner wird mittels Schwarzkörper so kalibriert, dass die Grauwerte zwischen +2 und +42 °C zu liegen kommen. Gleichzeitig mit der Befliegung wurden separate Messungen am Boden (Messfahrten) und in der Luft (Ballonsondierungen) durchgeführt. Die Daten der Pyranometermessungen und Ballonsondierungen werden einfließen, um eine genauere Klassifizierung zu erreichen.

ALS DATENGRUNDLAGEN FÜR DIE ERSTELLUNG DER TEMPERATURKARTEN DIENEN:

Gebäudeflächen bzw. Katasterinformationen der Stadtgemeinde Graz für die Verortung von Hausdächern und Straßenflächen bzw. Bebauungsstrukturen. Ideal wäre hier auch eine Katasterinformation, die dem Jahre 1986 zugrunde liegt

Reliefparameter: Das digitale Oberflächenmodell (Bodenauflösung 2 m) soll für die Differenzierung der reliefbedingten (Kuppe-Hang-Tal-Becken) Parameter herangezogen werden. Ideal wäre hier als zusätzliche Information das Stadtmodell, um z. B. Kaltluftabflüsse, Staueffekte bzw. um den Einfluss auf das Windsystem zu analysieren und in das System einzubinden

Langjährige klimatologische Messdaten bzw. klimatische Differenzierung der Stadt Graz

Thermalkartierungen von 1986 (Morgen- und Mittagsflug) als Ausgangsbasis für die Modellierung

Klimatopkarte von 1994 (digitale Version)

Klimatopkarte von 2004 (digitale Version)

Für die Darstellung der Thermalkarte muss noch eine kartographische Grundlage (z. B. Höhenschichten und Namensgut aus der ÖK 50) gefunden werden

4.4.1 ERSTELLUNG DER STRALUNGSTEMPERATURKARTE: MITTAGSFLUG 2004

Nach der eingehenden Analyse und Beschreibung der Datengrundlage in den beiden vorangegangenen Kapiteln, gilt der nächste Schritt der Erstellung der Strahlungstemperaturkarte für die Mittagssituation.

HIERFÜR WURDEN FOLGENDE SCHRITTE DURCHGEFÜHRT:

Umrechnung der Grauwerte in absolute Temperatureinheiten

Kalibrierung der Daten

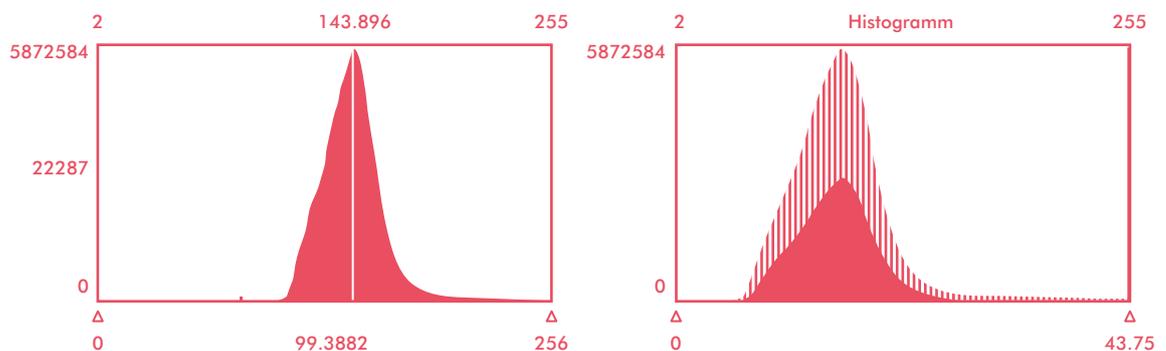
Erstellen von Temperaturklassen

Kartengestaltung

Umrechnung in absolute Temperatureinheiten: Wie bereits beschrieben, wurden die in Grauwerten auf 8-Bit-Basis kodierten Temperaturwerte in einer thermalen Auflösung von 0,25 °C pro Grauwert vom DLR ausgeliefert. Mit einer einfachen Formel wurden die Grauwerte in absolute Temperatureinheiten umgerechnet. Die Histogramme vor und nach der Umrechnung sind in Abbildung 7 dargestellt.

$$T(^{\circ}\text{C}) = (\text{DN} - 80) \cdot 0,25$$

Abbildung 7:
Grauwertverteilung
vor und nach der
Umrechnung in
absolute Temperatureinheiten



Das rechte Histogramm in Abbildung 7 zeigt die Schwankungsbreite der Temperaturen im beflogenen Untersuchungsgebiet. Die Schwarzkörper (*Blackbody*, *BB*) wurden vor der Befliegung auf die zu erwartenden Oberflächentemperaturen zwischen ca. 2 °C und ca. 42 °C geeicht. Dieser Wert unterliegt aber aufgrund von Temperatur- und Druckunterschieden ebenfalls einer gewissen Schwankung.

Tabelle 1:
Schwankungen
der Schwarzkörper-
temperaturen während
der Befliegung
(jeweilige Minima
und Maxima sind
fettgedruckt)

Streifen	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
BB (°C) Low	1,8	1,9	2,0	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9
BB (°C) High	40,9	41,2	41,2	41,3	41,3	41,1	41,4	41,9	42,3	42,2	42,9

Streifen	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
BB (°C) Low	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1
BB (°C) High	43,2	43,3	43,2	43,3	43,2	42,2	43,2	43,3	43,2	43,3

Weniger aus dem Histogramm als bei näherer Betrachtung des in Temperaturwerte umgerechneten thermalen Kanals ist ersichtlich, dass trotz der unteren Begrenzung der Temperaturen auf wenigstens 1,8 °C Temperaturen unterhalb dieses Wertes auftreten können. Von „kalten Flecken“ spricht man bei Metalldächern von Industrieanlagen, welche durch strahlungsphysikalische Anomalien, ausgelöst durch das stark verringerte Emissionsvermögen, im thermalen Infrarot entstehen. Die Emissionsgrade solcher Metalle liegen zwischen 0,01 und 0,07 bei blanken Metallen und zwischen 0,6 und 0,8 bei oxidierten Metalloberflächen (KAUFMANN, 1989, S. 91).

Abbildung 8 zeigt einen Ausschnitt von Kanal 12 im Süden von Graz (St.-Peter-Hauptstraße – Köglerweg – Messendorfgrund). Während die Dächer im mittleren Teil des Bildausschnittes im Durchschnitt (unkorrigierte!) Temperaturen von etwa ca. 37 °C aufweisen, treten die großen schwarzen Flächen im oberen und unteren Bildausschnitt durch ihre dunkle Erscheinung markant hervor. Diese Flächen weisen aufgrund ihrer geringen Emissionseigenschaften äußerst geringe Werte um ca. 0 °C auf und sind über das Stadtgebiet verteilt an mehreren Standorten zu verzeichnen. Diesen „kalten Flecken“ bedurften bei der Modellierung der Morgensituation einer gesonderten Vorgehensweise und wurden mit dem höchsten Temperaturwert besetzt.

Abbildung 8:
„Kalte Flecken“ von
Industrieanlagen im
Südosten von Graz



Kalibrierung der Daten: Es wurde bereits erwähnt, dass die vom Thermalscanner aufgenommenen Temperaturen mit „in situ“ gemessenen Oberflächentemperaturen verglichen und dementsprechend korrigiert werden. Solche, auch thermale Passpunkte genannte Referenztemperaturen wurden ebenfalls während des Befliegungszeitraumes bei der Thermalbefliegung Graz 2004 von repräsentativen Oberflächen mit einer möglichst großen Verteilung über das Stadtgebiet hinweg gemessen. Die Messungen wurden mit einem sogenannten Bandstrahlungs-pyrometer der Marke „Heimann“ durchgeführt, welches mit einem Objektiv von 90 mm Brennweite ausgestattet und für den Spektralbereich von 8 bis 20 μm empfindlich ist. Das Pyrometer zeigt punktuell die Oberflächentemperatur des gemessenen Objektes an und hat seit langer Zeit seinen Einsatzbereich in der Industrie.

Das bei diesen Messungen verwendete Strahlungs-pyrometer KT 19.83 erreicht eine maximale Temperaturauflösung 0,1 K bei einer Messgenauigkeit von 0,5 K nach einer Einlaufzeit von etwa 15 Minuten, wobei hier die richtige Wahl des korrekten Emissionskoeffizienten der zu messenden Oberfläche unabdingbar ist. Die Bedienung des Pyrometers bedarf darüber hinaus noch einiger Zusatzinformationen, da es hier sehr leicht zu Fehlmessungen und daher unbrauchbaren Werten kommen kann. Es ist zum Beispiel teilweise schwierig, nur das zu messende Objekt durch das Objektiv zu erfassen.

Tabelle 2 zeigt die zum Zeitpunkt der Befliegung gemessenen Strahlungstemperaturen ausgewählter Oberflächen.

Tabelle 2:
Temperaturen der
thermalen Passpunkte
zum Zeitpunkt der
Befliegung

NR.	UHRZEIT	FLÄCHE	STRAHLUNGSTEMPERATUR				LUFTEMPERATUR	
			1	2	3	\bar{x}	Boden- nähe	Körper- höhe
1	12:45	Acker (ug)	22,4	23,0	22,3	22,6	19,8	19,1
2	12:45	Acker (begrünt)	19,4	18,8	19,3	19,2	21,1	20,2
3	12:50	Maisfeld (ag)	24,8	25,2	25,3	25,1	21,0	21,8
4	12:55	Schotterfläche	26,2	21,7	22,2	23,4	18,7	19,3
5	13:00	Asphalt (P)	23,6	20,6	20,8	21,6	19,2	19,6
6	13:10	Maisfeld (ug)	25,7	26,6	25,2	25,8	21,8	20,6
7	13:20	Acker (WG)	20,0	19,7	19,6	19,8	22,5	21,2
8	13:25	Wiese	19,2	19,1	19,3	19,2	19,0	20,8
9	13:31	Acker (ug)	20,7	21,9	20,4	21,0	21,8	23,2
10	13:42	Erdbeerfeld	23,8	21,8	18,3	21,3	---	---
11	13:50	Wiese (gemäht)	18,1	18,5	18,2	18,3	---	---
12	14:00	Kleewiese	19,4	20,0	19,6	19,7	22,8	21,2
13	14:12	Verwildert	21,3	19,5	20,8	20,5	24,8	23,3
14	14:26	Wiese	12,5	12,9	11,0	12,2	22,9	24,0
15	14:36	Wiese	19,5	18,6	20,1	19,4	22,8	23,4
16	14:44	Wasser	15,1	13,8	15,9	14,9	12,8 (H.O-T.)	---
17	14:56	Maisfeld (ag)	23,3	22,0	22,8	22,7	24,4	21,6
18	15:09	Wiese	20,4	21,1	19,7	20,4	23,4	21,5
19	15:15	Asphalt (P)	25,3	24,8	24,9	25,0	23,4	23,1

ag: abgeerntete Fläche

ug: umgeackerte Fläche

P: Parkplatz

WG: Wintergetreide

In Abbildung 9 und Tabelle 2 ist aufgrund der Lage und der Oberflächenart der thermalen Passpunkte gut zu erkennen, dass trotz der knapp bemessenen Zeit der Befliegung von rund zwei Stunden eine größtmögliche Verteilung der Messstandorte und auch der Oberflächenart zu erreichen versucht wurde.

Da, wie bereits mehrfach erwähnt, die Temperaturinformationen des Thermalscannerbildes mit den „in situ“ gemessenen Referenztemperaturen geeicht werden müssen, werden in der folgenden Tabelle 3 die jeweiligen Temperaturwerte von Scanner und Pyrometermessung verglichen.

Abbildung 9:
Lage der Pyrometer-
messstandorte im
Stadtgebiet von Graz

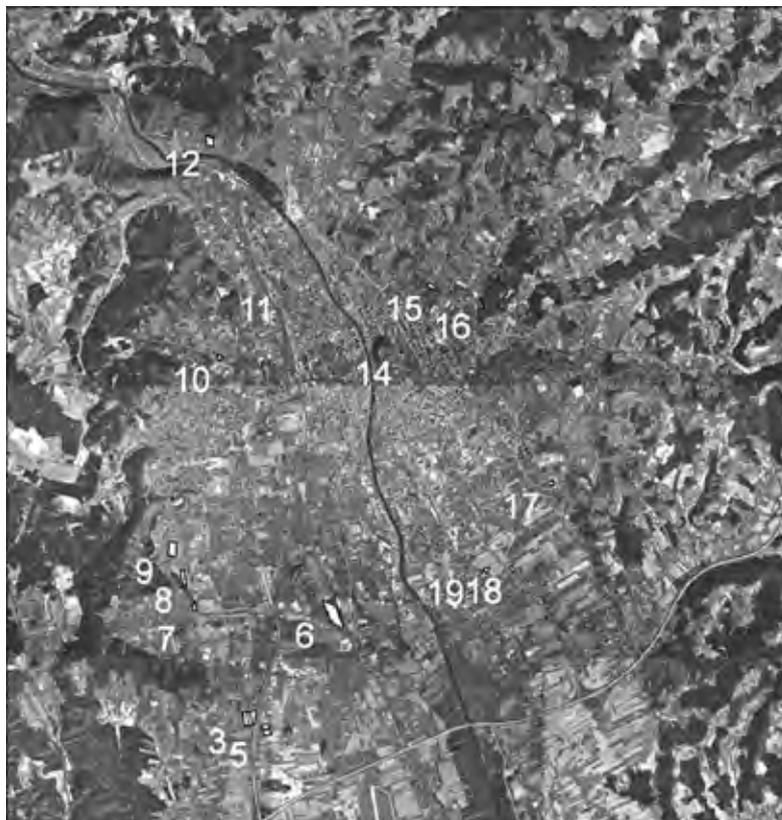


Tabelle 3:
Vergleich der thermalen Passpunkte mit vom Scanner gemessenen Temperaturen
*: nicht eindeutig lokalisierbar

NR.	T Pyrometer (C°)	T Scanner (C°)			DIFFERENZ (K)
	\bar{x}	Min.	Max.	\bar{x}	
1	22,6	16,50	19,25	17,8	4,8
2	19,2	13,75	16,25	14,8	4,4
3	25,1	18,25	22,00	20,2	4,9
4	23,4	18,00	21,25	19,3	4,1
5	21,6	19,50	21,00	20,2	1,4
6	25,8	17,25	24,00	20,3	5,5
7	19,8	15,75	19,00	17,7	2,1
8	19,2	14,00	17,50	15,7	3,5
9	21,0	15,75	18,25	16,8	4,2
10	21,3
11	18,3	13,50	16,75	15,1	3,2
12	19,7	13,50	16,00	14,7	5,0
13	20,5
14	(12,2)	16,25	18,50	17,4	-5,2
15	(19,4)	17,75	23,50	20,6	-1,2
16	14,9	8,75	10,75	9,7	5,2
17	22,7	17,50	24,25	21,1	1,6
18	(20,4)	19,75	25,75	22,6	-2,2
19	25,0	19,50	22,75	21,4	3,6

Tabelle 3 zeigt uns, dass sich die Differenzen zwischen den thermalen Passpunkten und den vom Scanner gemessenen Temperaturen, abgesehen von ein paar „Ausreißern“, in einem Wertebereich zwischen 1,4 K und 5,5 K bewegen. Auffällig hierbei ist, dass sich die drei Ausreißer allesamt auf Messungen von Wiesenflächen beziehen, wobei hier jeweils die vom Scanner gemessenen Temperaturen, im Gegensatz zu den anderen gemessenen Vergleichswerten, über den Referenzmessungen befanden. Die Werte der Flächen 10 und 13 konnten bei der Identifizierung im Scannerbild nicht eindeutig lokalisiert werden und wurden für weitere statistische Analysen außer Acht gelassen.

In Abbildung 10 sind die Temperaturen der thermalen Passpunkte und die zugehörigen Scannertemperaturen dargestellt, welche sich auf Grund der oben genannten Kriterien dafür qualifizierten. Ferner sind die jeweiligen Trendlinien der Messsysteme eingetragen, was auf eine konstante Abweichung der Temperaturen hinweist.

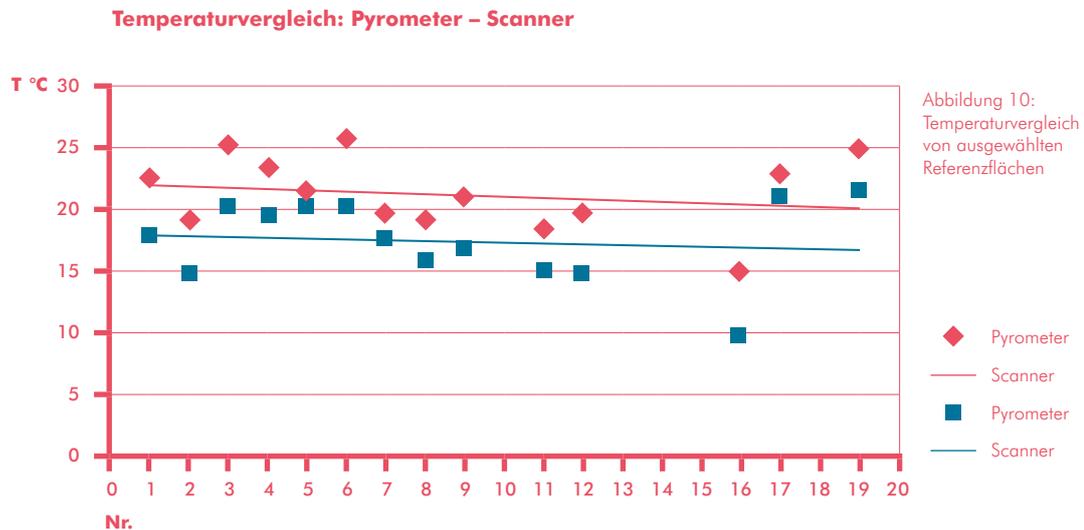


Abbildung 10:
Temperaturvergleich
von ausgewählten
Referenzflächen

Aus den verbleibenden Werten wurde die mittlere Abweichung der Temperaturdifferenzen berechnet:

$$K_{\text{Pyro}} = \bar{\Delta T} = +3,8 \text{ K.}$$

Auf einen solchen systematischen Temperaturfehler wird bereits bei Kaufmann (1989, S. 93 ff.) hingewiesen, welcher anhand von wenigen an Wasseroberflächen gemessenen Referenztemperaturen eine systematische Korrektur von $2,5^{\circ}\text{C}$ anwendete.

Da offene Wasserflächen fast einem schwarzen Strahler nahe kommen ($\epsilon \approx 1$), eignen sie sich prinzipiell sehr gut für die Ermittlung systematischer Temperaturfehler. Da aber bei stehenden Gewässern Temperaturunterschiede zwischen der Oberfläche und den darunter liegenden Wasserschichten von $0,5\text{--}1,0 \text{ K}$ auftreten können, werden für gewöhnlich Fließgewässer aufgrund ihrer konstanten Durchmischung der Wasserschichten und den daraus resultierenden ähnlichen Temperaturen zur Wasseroberfläche, bevorzugt (Kaufmann, 1989, S. 93).

Da fließende Oberflächengewässer ein sehr träges Temperaturverhalten aufweisen, wurden die Temperaturen zusätzlich mit dem Tagesmittel der Mur verglichen. An dieser Stelle ist Hrn. Dipl.-Ing. Dr. SCHATZL von der Fachabteilung 19A – Referat 1, Hydrogra-

phischer Dienst des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung und Hrn. Mag. Johannes DRAXLER vom Institut für Geographie und Raumforschung der Karl-Franzens-Universität Graz für die freundliche und rasche Bereitstellung dieser Information zu danken. Für die Ursache der relativ großen Differenzen zwischen den Referenztemperaturen zeichnet KAUFMANN (1989, S. 95) mit Verweis auf mehrere Literaturangaben einen systematischen Messfehler des Thermalscanners verantwortlich.

Tabelle 4:
Scheinbare Oberflächentemperatur der Mur im Vergleich zur Tagesmitteltemperatur

$\bar{T}_{\text{Mur}} (24.10.2004)$	T_{Scanner}	$K_{\text{Hydro}} = \Delta T$
11,4 °C	8,13 °C	3,3 K

Um eine größere Stabilität der Temperaturdifferenzen zwischen Referenzmessungen und Scannertemperaturen zu erhalten, sollen sowohl die Ergebnisse aus den Pyrometermessungen als auch der Wassertemperatur in den Korrekturfaktor miteinfließen. Die endgültige Korrekturformel für die Berechnung von Oberflächentemperaturen aus dem Mittagsflug 2004 gibt die Gleichung 5.3.2. wieder:

$$K = \frac{K_{\text{Pyro}} + K_{\text{Hydro}}}{2} = 3,55 = T_{\text{Korr}} - T_{\text{Scanner}}$$

Darstellung der Ergebnisse: Die Umrechnung der Grauwerte in Temperaturwerte und die Kalibrierung der Temperaturen sind wichtige Vorverarbeitungsschritte bei der Erstellung von Strahlungstemperaturkarten, die aber durch eine mangelnde Darstellung der Ergebnisse in kartographischer Form nicht ihr ganzes Potential entfalten können. Da das menschliche Auge nicht in der Lage ist, wie in diesem Fall 175 verschiedene Grauwerte voneinander zu unterscheiden, hat sich die Klassifizierung der Ergebnisse in farbkodierten Äquidensiten (in konstanten oder variablen Temperaturintervallen) für eine quantitative und qualitative Analyse international schon lange als geeignete Darstellungsmethode bewährt (Kaufmann, 1989, S. 182).

Als schwierigster Teil dieser Aufgabenstellung erwies sich die Einteilung der einzelnen Temperaturklassen, wobei hier zunächst versucht wurde, die Klassenbreiten in Anlehnung an die Strahlungstemperaturkarten von 1986 zu wählen, um eine direkte Vergleichbarkeit der Temperaturen der beiden Karten nebeneinander in einfacher Weise zu gewährleisten. Da die Oberflächentemperaturen dieser beiden Zeitpunkte aber zu stark divergierten, mussten neue Klassenbreiten gewählt werden, welche aber dem Anspruch einer Vergleichbarkeit mit der Karte von 1986 Genüge tun mussten.

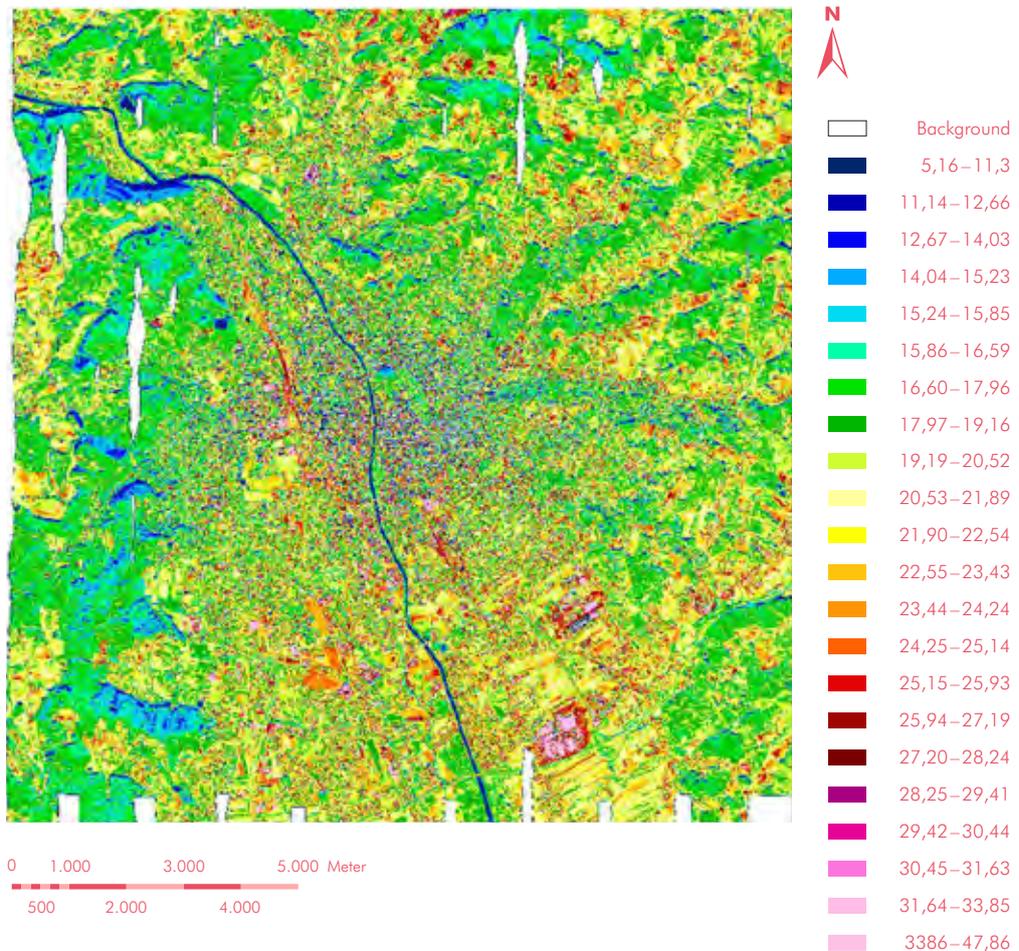
Dies wurde zum einen dadurch erreicht, dass die Klassenbreiten in einem Bezug zur Bodenbedeckung, die aufgrund ihrer Strahlungsverhalten auch ähnliche Oberflächentemperaturen aufweisen, gewählt wurden, und dadurch, dass die Farbgebung jener von 1986 entsprach.

Zusätzliche kartographische Merkmale wie ein Koordinatensystem im Bundesmeldenetz, Legende und Kartenrandgestaltung vervollständigen das Bild der Strahlungstemperaturkarte und dienen dem Betrachter als Hilfe bei der Interpretation, Identifizierung und Verortung der Objekte.

In weiterer Folge mussten die Temperaturwerte klassifiziert werden. Hierzu wurden möglichst assoziative Farbtöne gewählt, um beim Betrachter unmittelbar einen relativen Zusammenhang zwischen Farbcode und Temperatur herstellen zu lassen.

Die Einteilung der Temperaturklassen ist in Abbildung 11 ersichtlich.

Abbildung 11:
Farbkodierte
Strahlungstemperatur-
karte für die Mittags-
situation 2004



4.4.2 MODELLIERUNG DER STRALUNGSTEMPERATURKARTE – MORGEN 2004

Die Befliegung des Morgentermins konnte, wie bereits erwähnt, aus witterungstechnischen Gründen nicht durchgeführt werden. Da aber die Erstellung einer Strahlungstemperaturkarte sowohl für die Mittagssituation als auch für die Morgensituation geplant war, wurde durch vergleichende Analysen versucht, ein abstraktes Modell der Strahlungstemperaturkarte für die Morgensituation zu erstellen.

Als Grundlage für die Verarbeitung dienten hierbei sowohl die Ergebnisse der Thermalbefliegung von 1986 und der unter anderem daraus resultierenden Stadtklimaanalyse Graz 1990 als auch die Ergebnisse im Rahmen der Flugkampagne von 2004.

Der Grundgedanke für die gewählte Vorgehensweise ergibt sich aus dem Zusammenhang zwischen Bodenbedeckung und Emissivität und demnach auch aus der Oberflächentemperatur der einzelnen Objekte auf der Erdoberfläche. Diese Zusammenhänge sind in der Wissenschaft zwar schon lange bekannt, doch beschränkte sich dieses Feld in den letzten Jahren hauptsächlich auf quantitative Beschreibungen thermaler Muster und simple Korrelationen mit der

Bodenbedeckung (VOOGT und OKE, 2003, 373 f.). In derselben Quelle werden auch bisherige Studien der thermalen Fernerkundung in Bezug auf Stadtklimate beschrieben, wovon die beiden mit Abstand am häufigsten besprochenen Sensoren dem AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) und den thermalen Kanälen diverser Landsat-Generationen gewidmet waren. Hingegen beschäftigten sich nur wenige Publikationen mit der Auswertung von flugzeuggetragenen Aufnahmesystemen. Als Hauptgründe hierfür können der einfachere Zugang zu Satellitenbilddaten, reduzierte Kosten und eine verminderte Komplexität der Datensätze aufgrund einer geringeren räumlichen Auflösung der Daten genannt werden. Die Bearbeitung des hier präsentierten abstrakten Modells wurde jedoch aus mehreren Gründen (Zeitaufwand, Komplexität der Daten) stark vereinfacht und erhebt nicht den Anspruch einer klimatologisch korrekten Modellierung. Jedoch wurde versucht, relevante bekannte Beziehungen zwischen den einzelnen Parametern herzustellen und in die Modellbildung miteinfließen zu lassen (vgl. Tabelle 5).

Tabelle 5:
Faktoren für das
Tag-Nacht-Temperatur-
verhalten von Ober-
flächen (LAZAR et al.,
1994, S. 116)

TAG

Oberflächenbeschaffenheit

Differenzierung nach Albedo, Transpiration u. a. von Grünflächen (Wald, Wiese), Dächern, Straßen usw.

Baukörperstruktur

Anordnung und Höhe der Blöcke mit wechselndem Versiegelungsgrad (Gestaltung der Innenhöfe – z. B. Durchgrünung)

Beschattung

z. B. Straßenschluchten, enge Gassen der Altstadt, Teile der Innenhöfe

Seehöhe

An bewaldeten Flanken Abnahme der Temperatur um 1K/100 m

Besonnung

Einfluss von Hangneigung und Exposition (je steiler die Hänge, desto ausgeprägter die Gegensätze)

NACHT

Oberflächenbeschaffenheit

z. B. Wärmespeichervermögen (z. B. Autobahn)

Entfernung vom Stadtkern

Einfluss der Wärmeinsel, geringere Abkühlung der Oberflächen im Zentrum

Geländeklimatische Lage

Extrembeispiele: Seitentalbecken bzw. Rücken über 550 m

Einfluss des Murtalauswindes

Wirkt nivellierend, relativ einheitliche Oberflächentemperaturen infolge hoher Windgeschwindigkeiten

OBERFLÄCHENTEMPATURMUSTER

Prinzipiell liegt der Modellansatz in einer vergleichenden Analyse der Thermalstrukturen unter Einbindung der geänderten Bodenbedeckungsstrukturen von 1986 auf 2004.

DABEI SOLLEN ZUSÄTZLICHE STADTKLIMATOLOGISCHE KOMponentEN (EINFLUSSPARAMETER) EINGEBRACHT WERDEN, UM EINE MÖGLICHS GENAU SIMULATION ZU ERZIELEN:

Bodenbedeckung und Bodenversiegelung: Jede Bodenbedeckungsart zeigt typische Eigenschaften hinsichtlich ihres Temperaturverhaltens (z. B: Unterschied von verbauten und nicht verbauten Flächen etc.) im Tagesverlauf. Hier wird ein klimatischer Bodenbedeckungskatalog erarbeitet

Die Bodenbedeckungen bzw. ihr Temperaturverhalten werden durch das Relief (u. a. Geländeform, Exposition, Inversionshöhe) beeinflusst und dementsprechend im Modell berücksichtigt

Der Wind (hier im Wesentlichen der Murtalauswind) besitzt auf das Temperaturverhalten wesentlichen Einfluss. So nehmen die Oberflächen im Einflussbereich des Düseneffektes bei Weinzödl verstärkt die Temperatur des Windsystems an

Die Seitentalauswinde bewirken vor allem in der Nacht eine Beeinflussung der Oberflächentemperaturen

Auch werden Bebauungsstrukturen, die u. a. die Ausgestaltung des Wärmeinseleffektes bedingen, in die Analyse miteinbezogen

Bekannte Kaltluftbecken werden aufgrund ihrer klimatischen Besonderheit ebenfalls in die Modellierung mit einfließen

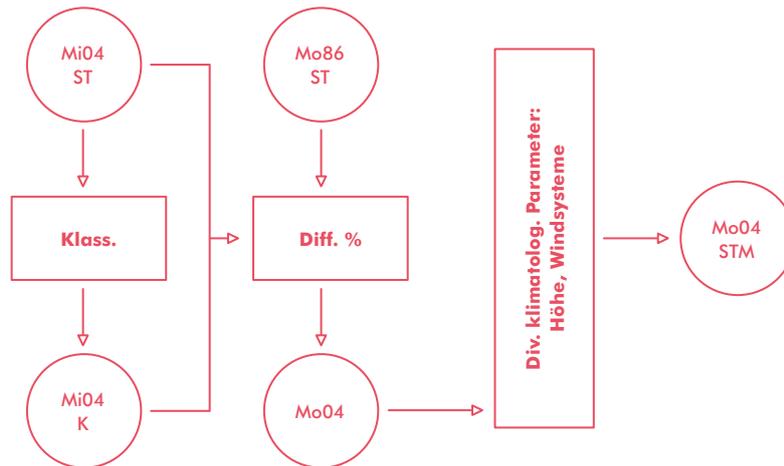
Arbeitsablauf: Die Vorgehensweise kann grundsätzlich in zwei Teilen beschrieben werden. Da die Zusammenhänge der Temperaturen auf der Bodenbedeckung basieren, wurde zunächst eine Bodenbedeckungsklassifizierung der Mittagssituation 2004 (Mi04 ST) durchgeführt, um die Klassen und in weiterer Folge die einzelnen Bildpunkte unabhängig voneinander anzusprechen und ihnen neue Temperaturwerte zuzuweisen (Mi04 K).

Im zweiten großen Teil wurden aufgrund der bekannten Bodenbedeckungsarten vergleichende Temperaturanalysen angestellt, um die Unterschiede zwischen

der Mittagssituation 2004 und der Morgensituation 1986 (Mo86 ST) herauszuarbeiten und zu quantifizieren und diese in Form eines ersten Produktes visualisiert (Mo04), wobei hier lediglich einfache Beziehungen zwischen der einzelnen Oberflächen und deren Temperaturen hergestellt wurden.

Um weitere bekannte klimatologische Einflüsse von Graz in die Verarbeitung zu integrieren, wurden diese in einem letzten Verarbeitungsschritt verarbeitet. Ein schematischer Überblick über den durchgeführten Arbeitsablauf ist in Abbildung 12 dargestellt.

Abbildung 12:
Arbeitsablauf (ST:
Strahlungstemperatur,
K: Klassifizierung,
STM: Strahlungstempe-
raturmodell)



Modellbildung

Bodenbedeckungsklassifizierung: Wie bereits oben erwähnt, bildet eine Bodenbedeckungsklassifizierung die Grundlage für jede weitere Verarbeitung der vorhandenen Datensätze, und hat deshalb auch einen direkten Einfluss auf die Qualität der Ergebnisse. In diesem Sinne wurde zunächst eine überwachte Klassifizierung der 10 spektralen Kanäle basierend auf Trainingsgebieten durchgeführt, welche in einigen Bereichen gute Ergebnisse erbrachte und einer

ersten Evaluierung der Methodik Genüge tun konnte. Da aber für die Weiterverarbeitung der Klassifizierung zusätzliche Daten benötigt wurden, wurde die Qualität der Klassifizierung in manchen Bereichen stark beeinträchtigt. Dies kann sehr eindrucksvoll in der folgenden Abbildung 13 betrachtet werden, wo versucht wurde, die stark ausgeprägten Schlagschattenbereiche in den verbauten Gebieten unter Zuhilfenahme von Vektorinformationen einer älteren visuellen Klassifizierung zu eliminieren.

Abbildung 13:
Überrepräsentation
von Straßen aufgrund
von Schlagschatten



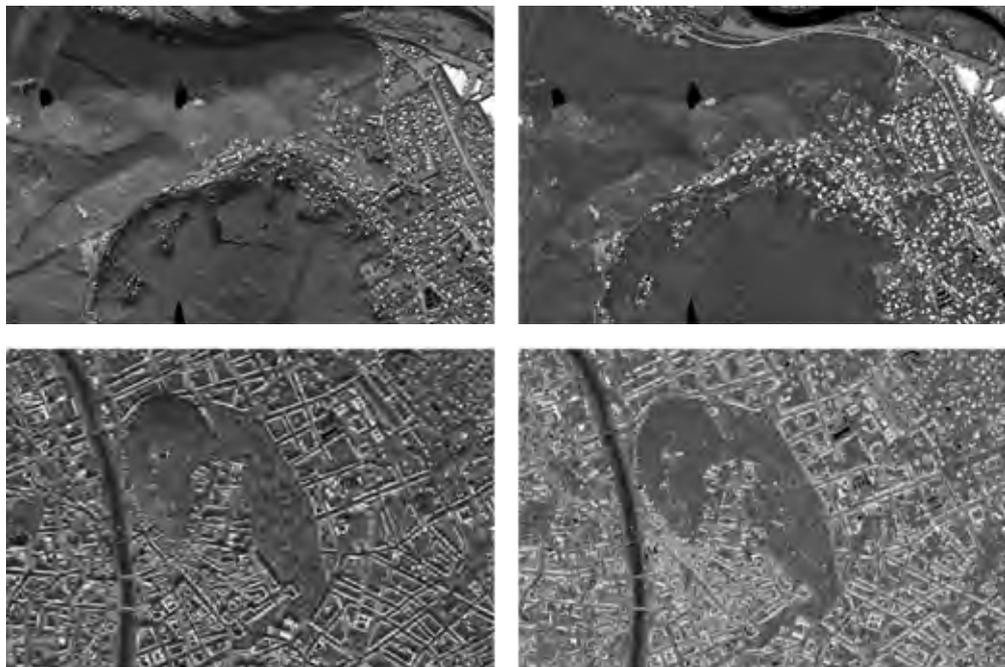
Für die endgültige Verarbeitung wurde aber eine objektorientierte Klassifikation gewählt, welche von KERN (2007) ebenfalls im Rahmen dieses Projektes durchgeführt wurde und bei welcher bereits bei der Klassifizierung die Schlagschattenbereiche aufgrund von Bildverarbeitungsoperationen vor der Segmentierung eliminiert wurden. Eine genaue Beschreibung der durchgeführten Klassifizierung ist ebenfalls in der oben genannten Diplomarbeit zu finden und wird deshalb an dieser Stelle nur insoweit erläutert, als eine Gesamtgenauigkeit bei der Klassifizierung von 92,6 % erreicht wurde.

Da aber in dieser Klassifizierung für die versiegelten Gebiete keine Unterscheidung zwischen Straßen, Häusern, Abstellflächen, Bauflächen und Bahnanlagen getroffen wurde, mussten diese Klassen nachträglich durch Verschneidung mit zusätzlichen Datenquellen erstellt werden. Hierbei konnte aber unter Zuhilfenahme der einzelnen Segmente eine Überrepräsentation von einzelnen Klassen vermieden werden und die natürlichen Grenzen der Segmentierung blieben.

Eliminierung von Schattenflächen: Der für das Jahr relativ späte Befliegungszeitpunkt zeichnet sich

für die Ausprägung eines verhältnismäßig großen Anteils an Schattenflächen in der Mittagssituation verantwortlich. Vor allem an Nordflanken topographisch überhöhter Gebiete und in den engen Gassen der Grazer Innenstadt sind diese sehr deutlich zu erkennen und stellen sich für die Modellbildung insofern als problematisch dar, als sie in so einer markanten Form nicht die thermale Struktur einer fiktiven Morgenbefliegung vor Sonnenaufgang widerspiegeln. Die relative Häufigkeit von 29 % (vgl. Kern, 2007, S. 52) von identifizierten Schattenflächen im gesamten Untersuchungsgebiet (ohne Gewässer) machte einen nicht unbedeutenden Anteil aus, und konnte daher für die Weiterverarbeitung nicht unberücksichtigt bleiben. Aus diesem Grund wurde ein relativ einfacher Ansatz gewählt, die Temperaturen in den Schattenbereichen denen in besonnten Gebieten anzugleichen. Hierfür wurde ein klassenweises Histogramm-matching durchgeführt, welches die Histogramme der Schattenbereiche jeder einzelnen Klasse an jene außerhalb beschatteter Bereiche anpasste. Die Ergebnisse konnten als zufriedenstellend erachtet werden und können in Abbildung 14 betrachtet werden (links: Mittagssituation, rechts: nach der Korrektur).

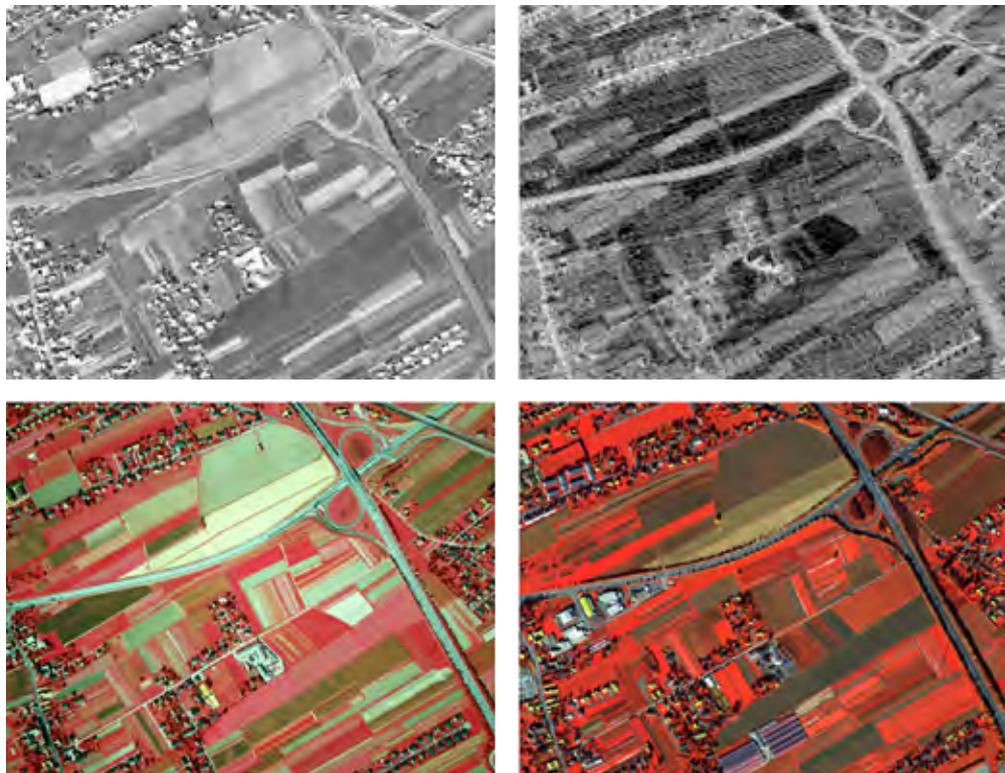
Abbildung 14:
Korrektur von
Schattenflächen



Temperaturanpassung: Nach der erfolgreichen Korrektur der Schatten wurden zwischen den für die Modellbildung relevanten Zeitpunkten Vergleiche über die Temperaturentwicklung der unterschiedlichen Oberflächen im Tagesverlauf angestellt, um die Differenzen zu quantifizieren und in die weitere Verarbeitung einfließen zu lassen. Hierfür mussten zunächst gleiche Objekte auf der Geländeoberfläche zu allen Zeitpunkten identifiziert werden, was sich aufgrund

der verminderten geometrischen Auflösung von 5×5 m der Befliegungen von 1986 gegenüber 1×1 m von 2004 und aufgrund der fehlenden multispektralen Information von 1986 als besonders schwierig erwies. Zusätzlich konnten keine eindeutigen Aussagen über die Oberflächenbeschaffenheit bzw. den Bauzustand von landwirtschaftlich genutzten Flächen oder auch von versiegelten Flächen getroffen werden.

Abbildung 15:
Identifikation von
Oberflächenstrukturen
1986 und 2004



Aus diesem Grunde wurden während der Befliegung von 1986 zeitgleich mit der Thermalscannerbefliegung auch Falschfarbinfrarotluftbilder aufgenommen, welche bei der Identifikation der Flächen hilfreich waren. Die Schwierigkeit bei der Beschreibung der Oberflächenbeschaffenheit der Objekte vom Jahre 1986 ist sehr augenscheinlich in Abbildung 15 dargestellt. Sie zeigt, dass allein aufgrund der thermalen Information (obere beide Bildausschnitte) keine eindeutige

Aussage über den Bedeckungszustand der landwirtschaftlich genutzten Flächen getroffen werden kann und durch die Zuhilfenahme der Falschfarbinfrarotaufnahmen (links unten) monoskopisch und stereoskopisch die Identifizierung einfacher und klarer ausfällt. Eine Schlussfolgerung kann auch nicht einfach über die Aufnahme aus dem Jahre 2004 getroffen werden. Dies zeigt derselbe Ausschnitt (rechts unten) von 2004, wo klar ersichtlich ist, dass hierdurch auch

nicht auf die Bodenbedeckung der 20 Jahre jüngeren Aufnahme geschlossen werden kann. Dies ist auch einfach über die beiden unterschiedlichen Befliegungszeitpunkte im Jahr zu erklären, da 1986 Anfang Oktober, 2004 jedoch Ende Oktober geflogen wurde. In diesem Sinne wurden von jeder Klasse mehrere repräsentative Testflächen für alle Zeitpunkte gemessen und gemittelt. Als teilweise schwierig erwies es sich, für manche Klassen geeignete Flächen zu fin-

den, die von anderen klimatologischen Parametern unbeeinflusst waren. So konnten zum Beispiel keine Waldflächen in höheren Lagen für die Temperaturmessung herangezogen werden, da die vertikale Temperaturzunahme die Messung massiv beeinflusst hätte. Zusätzlich durften die Gebiete auch nicht durch ihre Exposition in positiver oder negativer Weise beeinflusst werden.

Tabelle 6:
Mitteltemperaturen der Klassen der drei Zeitpunkte und deren Beziehungen zueinander

Nr.	Klasse	1986_Mo (°C)	1986_Mi (°C)	2004_Mi (°C)	Mo86- Mi86 (K)	Mi86- Mi04 (K)	Mi04:- Mi86 (%)	Mo84:- Mi04 (%)
1	Abbauf.	7,1	29,3	22,4	22,2	6,9	75,8	31,8
2	Gewässer	11,8	13,5	12,3	1,7	1,2	91,0	96,2
15	Acker	5,4	32,0	21,1	26,6	10,9	65,9	25,5
16	Grünland	5,2	22,5	19,9	17,3	2,7	88,2	26,3
17	Wald	5,2	24,0	18,5	18,8	5,5	77,2	28,1
19	Sonderkultur	5,6	23,3	19,0	17,7	4,3	81,5	29,6
20	Sportplatz	6,0	27,5	22,3	21,5	5,2	81,5	26,8
22	Abstellfl.	8,3	32,3	23,8	24,0	8,5	73,5	34,8
23	Bahn	7,5	35,3	24,4	27,9	10,9	69,0	30,6
24	Baufläche	9,0	31,9	22,0	22,9	9,9	68,6	41,0
25	Häuser	5,8	36,8	38,5	30,9	-1,7	104,6	15,1
26	Straße	7,8	25,9	21,5	18,1	4,3	83,8	36,2

Die gemessenen Werte für jede Klasse wurden gemittelt und in eine Beziehung zu den jeweils anderen beiden Zeitpunkten gestellt (vgl. Tabelle 6), was für jede Klasse individuelle Temperaturverhältnisse aus gibt, welche in Form einer Maske mit der Mittagssituation verschnitten wurden. So wurde ein erstes Er-

gebnis dieses Verarbeitungsschrittes visualisiert. Sehr unterschiedlich zeigen sich demnach die einzelnen Temperaturgegensätze zwischen dem Zeitpunkt der größten Erwärmung (Mittagssituation) und dem der größten Abkühlung (Morgensituation) (vgl. Tabelle 7, in Anlehnung an Lazar et al., 1994, S. 126).

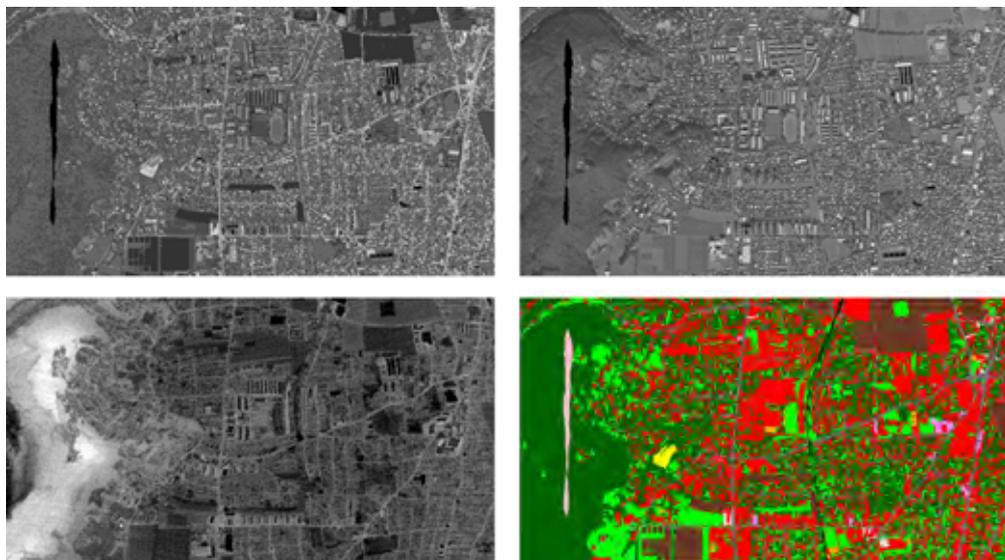
Tabelle 7:
Temperaturgegensätze
der einzelnen Klassen

GERINGE GEGENSÄTZE	MITTLERE GEGENSÄTZE	GROSSE GEGENSÄTZE
Gewässer	Abbaufäche	Acker
	Grünland	Abstellfläche
	Wald	Bahnanlagen
	Sonderkultur	Häuser
	Sportplatz	
	Bauflächen	
	Straße	

Es sollte an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben, dass zum Zeitpunkt der geplanten Morgenbefliegung genauso wie zu Mittag Oberflächentemperaturmessungen mit einem Pyrometer durchgeführt wurden, die Vergleichbarkeit dieser Werte aber aufgrund der Talnebelbildung nicht gegeben war und diese Informationen nicht in die Modellbildung mit einfließen. Ein Ausschnitt dieses Ergebnisses im Westen von Graz ist in Abbildung 14 dargestellt (links oben: Modell, rechts oben: Mittagssituation 2004, links unten: Morgensituation 1986, rechts unten: Klassifizierung) und lässt erkennen, dass die abgeernteten Ackerflächen

deutlich mit einer dunkleren (= kälteren) Signatur erscheinen, was die Auskühlung von nicht vegetationsbedeckten, landwirtschaftlich genutzten Flächen in der Nacht repräsentiert. Sehr interessant ist auch, dass die unterschiedlichen Vegetationsbedeckungen der Landwirtschaftlichen und Gärtnerischen Handelsschule Grottenhof im linken unteren Bildausschnitt durch die Temperatur sehr deutlich repräsentiert werden. Weiters treten die Straßen durch ihre hellere (= wärmere) Erscheinung hervor, wofür die bessere Wärmespeicherung von Verkehrsflächen am Morgen gegenüber dem Umland verantwortlich ist.

Abbildung 16:
Klassenweise
Temperaturanpassung
(li. o.: Modell,
re. o.: Mittag 2004,
li. u.: Morgen 1986,
re. u.: Klassifizierung)



Im linken unteren Bildausschnitt ist derselbe Bereich von der Morgenbefliegung 1986 zu sehen und lässt ähnliche Temperaturmuster erkennen, was den Modellansatz soweit rechtfertigt. Sehr augenscheinlich ist aber die vertikale Temperaturzunahme der Wälder an den Hängen des Ölbergs im Westen des Ausschnittes, welche zunächst im Modell noch unberücksichtigt blieb, da vorerst lediglich eine zweidimensionale Anpassung der Temperaturen aufgrund der Bodenbedeckung geschah.

Einfluss der Inversion: Die zunehmenden Temperaturen der Waldgebiete an den Hängen und Kämmen

der Riedel im Osten und des Plabutsch-Buchkogel-Zuges im Westen von Graz sind auf die Einflüsse der Bodeninversion, welche sich in der Nacht vom 2. auf den 3. Oktober 1986 entwickelte, zurückzuführen. Die Ballonsondierungen, die am Morgen und im Verlaufe des Vormittages durchgeführt wurden, zeigen eine kräftige Inversion mit 12 K bis ca. 400 m über Grund zum 6-Uhr-Aufstieg, welche während des Vormittages abgebaut wurde, und sich zum Zeitpunkt des 13-Uhr-Aufstieges völlig aufgelöst hat (vgl. Abbildung 17).

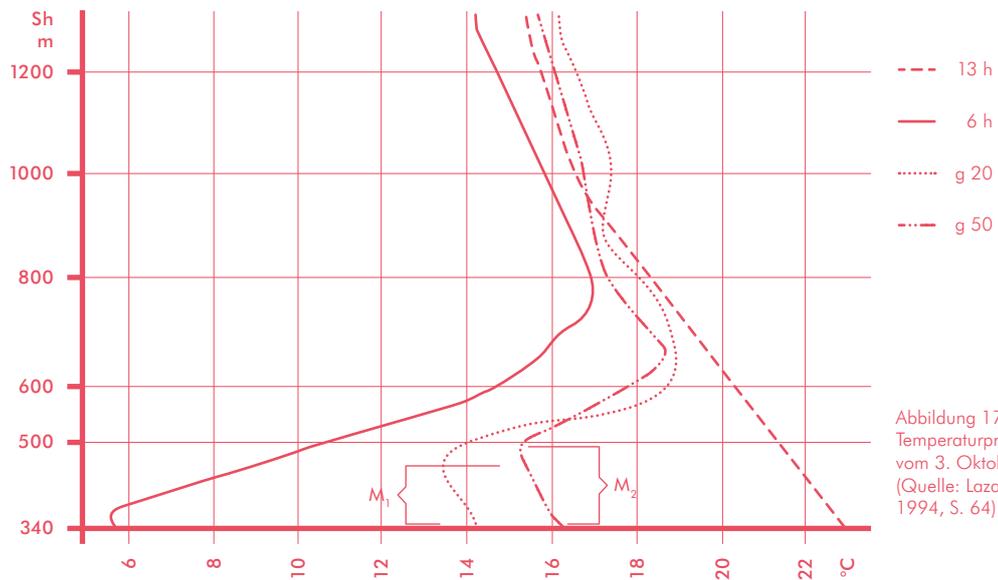


Abbildung 17:
Temperaturprofile
vom 3. Oktober
(Quelle: Lazar et al.,
1994, S. 64)

Klimatologische Phänomene dieser Art lassen sich aber nicht einfach über eine direkte Reduktion der Temperaturen der Mittagssituation in das gewünschte Modell einbinden und so musste diese Erscheinung in einem separaten Arbeitsschritt der fiktiven Befliegung hinzugefügt werden. Ursprüngliche Überlegungen die vertikale Temperaturzunahme im Modell für die Morgensituation 2004 auf den Ballonsondierungen vom 24.10.2004 basieren zu lassen, wurden

aber aufgrund folgender Erkenntnisse verworfen: wie in Abbildung 17 ersichtlich, konnte sich in der Nacht auf den Befliegungstag keine Bodeninversion entwickeln, was aus den Temperaturprofilen der Radiosondenaufstiege von 04:20, 05:40 und 06:50 Uhr hervorgeht. Lediglich zum Zeitpunkt des 4. Aufstieges um 08:30 Uhr ist eine verhältnismäßig ausgeprägte Inversion ab etwa 100 m über Grund mit 5 K zu erkennen.

Da aber diese Inversion aufgrund der Talnebelbildung nicht so stark ausgeprägt war wie zum Zeitpunkt des Morgenflugs von 1986, kamen die Parameter der Inversion von 1986 in der Modellbildung zum Tragen, da ansonsten eine geringere Vergleichbarkeit der beiden Situationen gegeben gewesen wäre. Bereits durch den Ansatz eines Modells wird dem Anwender ein gewisser Handlungsspielraum für die Auswahl der Parameter gelassen.

Um die Einflüsse der Inversion auf die Oberflächentemperaturen der Wälder genau zu quantifizieren, wurden in verschiedenen Höhen Temperaturen dieser Oberflächen gemessen. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8 und Abbildung 19 dargestellt und zeigen sich in einer höchst korrelativen Beziehung zueinander.

Tabelle 8:
Beziehung zwischen
Höhe und Temperatur

h (m)	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660	680	
T (°C)	8,8	9,9	10,3	10,8	11,6	12,6	13,6	14	14,5	15	15,5	C = 0,994

Vergleich: Seehöhe – Temperatur

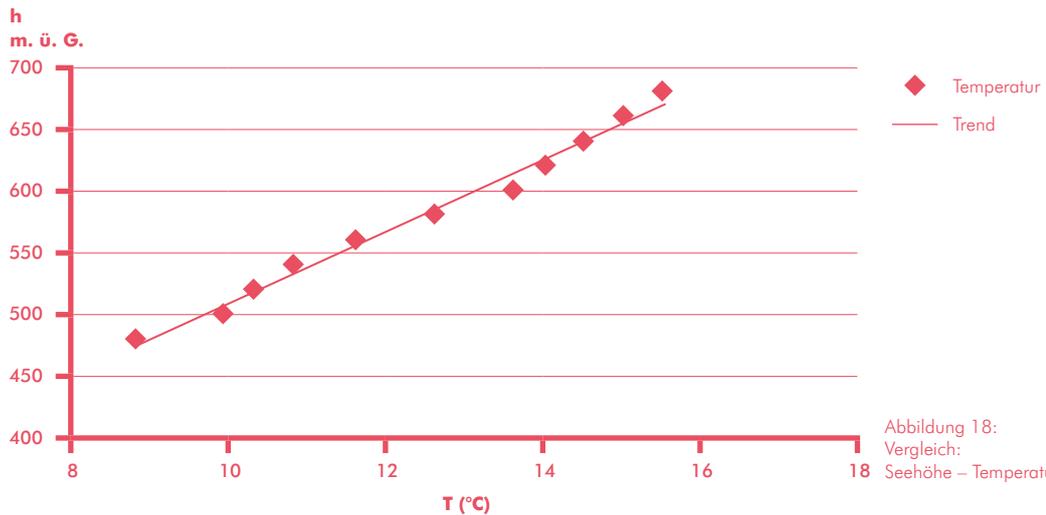


Abbildung 18:
Vergleich:
Seehöhe – Temperatur

Ferner wurden Temperaturprofile über einen Riedelrücken gemessen, welche ebenfalls den deutlichen Zusammenhang zwischen der Temperatur und der

Seehöhe visualisieren. Diese sind in Abbildung 19 dargestellt (links: Seehöhe, rechts: Temperatur).

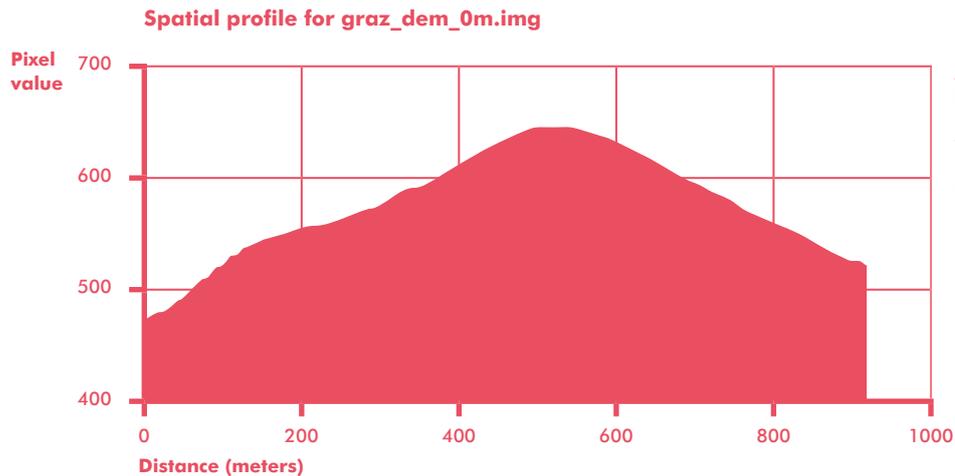
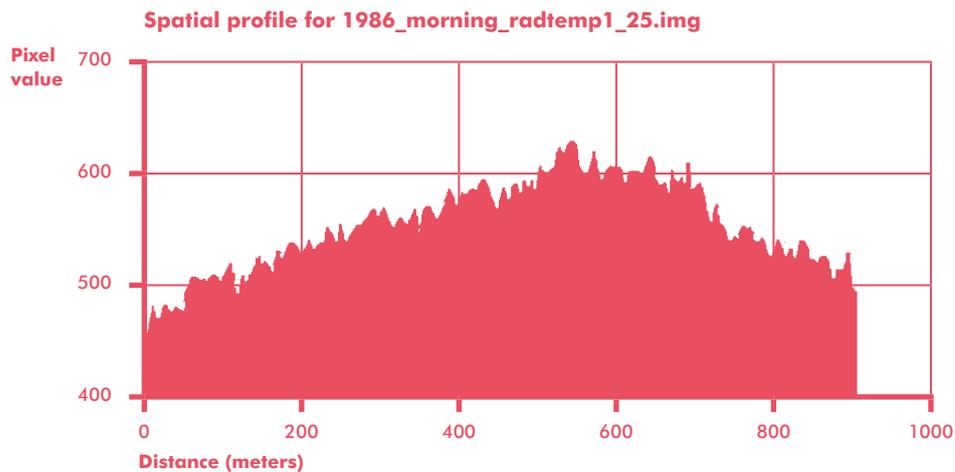


Abbildung 19:
Beziehung zwischen
Seehöhe und Tempera-
tur (links: Höhenprofil,
rechts: Thermisches
Profil)



Auf diesen Erkenntnissen beruhend, wurden die Einflüsse der Inversion in die Modellbildung nach folgender Gleichung integriert:

$$T_{\text{Inv}} = 0,034 \cdot (h - 328) + T_{\text{Wald}}$$

Rolle und Bedeutung der Windsysteme und Kaltluftbecken: Da dieses Modell, wie bereits oben erwähnt, lediglich auf Erkenntnissen aus bisherigen Stadtklimaanalysen beruht und niemals den komple-

xen klimatologischen Vorgängen in der Natur entsprechen wird, konnten die Einflüsse der nächtlichen Seitentalauswinde auf die Oberflächentemperaturen bisher nicht berücksichtigt werden. Wie bereits in Kapitel 4 erwähnt, sind in der Nacht Seitentalwinde mit einer Mächtigkeit bis zu 50 m für eine Abkühlung in den östlichen Seitentälern verantwortlich. Verhinderter Kaltluftabfluss in der Nacht führt zur Ausprägung von Kaltluftbecken, in denen sich die Kaltluft aus den Seitentälern staut und somit für hohe Temperaturunterschiede gegenüber dem Stadtkern sorgt.

Diese Erkenntnisse sind in der „Strahlungstemperaturkarte Graz-Morgenflug“ (vgl. DIBAG, 1989) sehr deutlich ersichtlich, ein Ausschnitt daraus ist in der folgenden Abbildung 20 dargestellt. Sie zeigt den Bereich zwischen Mariatrost und Stiftingbachtal in NE von Graz. Klar zu erkennen ist das Föllinger Becken

im rechten oberen Bildausschnitt, welches sich von seiner Umgebung durch die bläuliche (= kühlere) Färbung deutlich abgrenzt. Weiters sind die kühleren Seitentäler und die stark erwärmten (rötliche Färbung) Riedelrücken zu erkennen.

Abbildung 20:
Abkühlung in den
Seitentälern und Bildung
von Kaltluftbecken

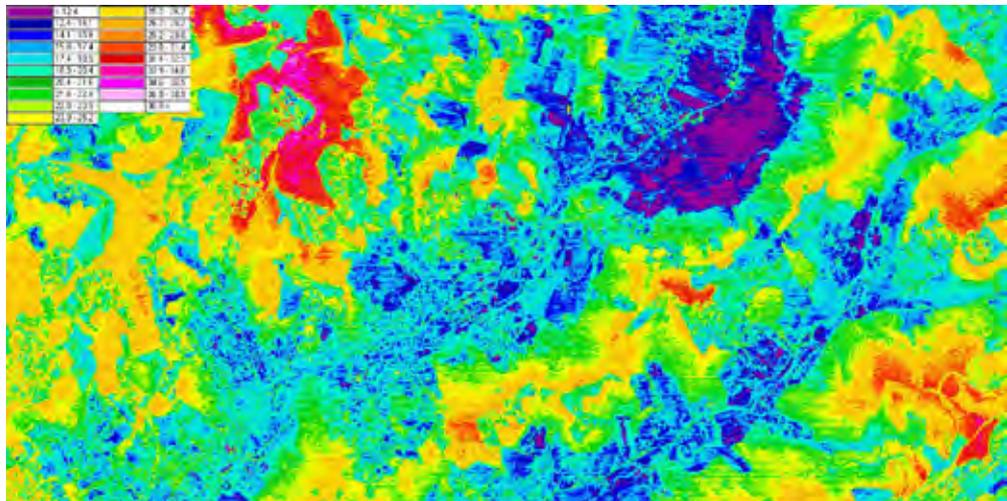
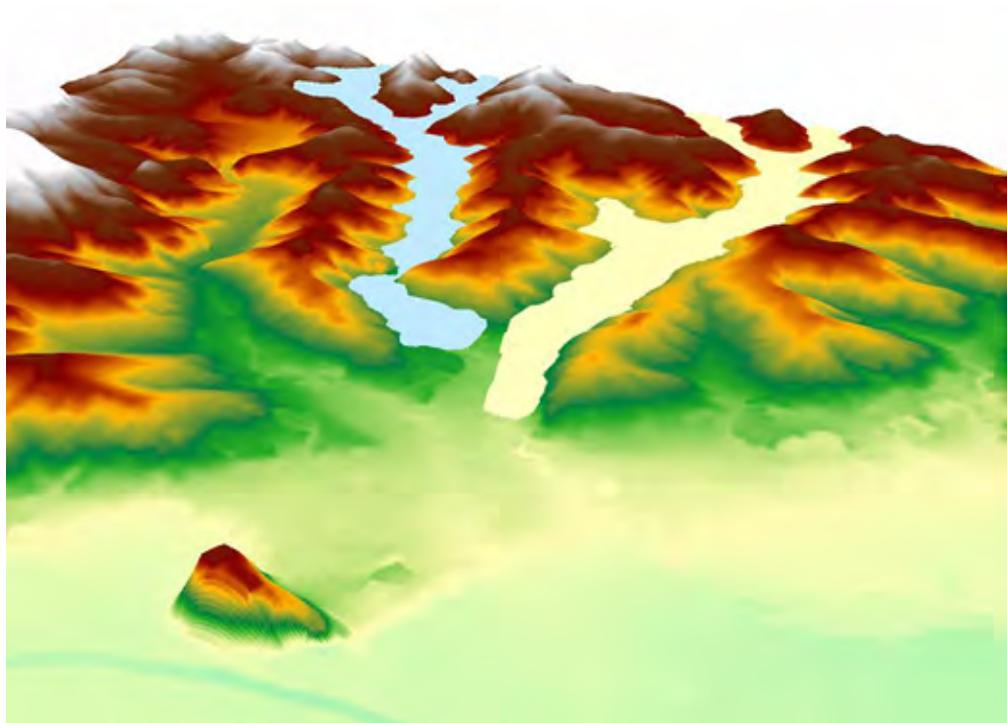


Abbildung 21:
Modellierung des
Seitentalauswindes.
(hier: Ragnitz- und
Stiftingtal) Blickrichtung:
NNE

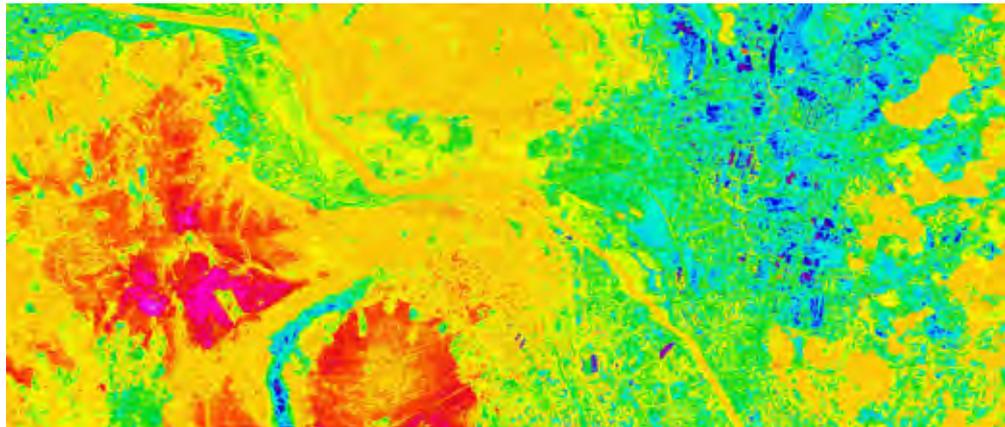


Die Wirkungsweise der Seitentalauswinde kann in abstrahierter und vereinfachter Form in Abbildung 21 betrachtet werden. Zu sehen ist das Riedelland im Osten von Graz mit dem Mariatrostertal, dem Ragnitztal und dem Stiftingtal. Für die beiden Letzteren sind die Seitentalauswinde in ihrer Mächtigkeit dargestellt, wobei in dieser vereinfachten Darstellung die Ausläufer der Winde in das Stadtgebiet nicht visualisiert sind. Um diesen klimatologischen Phänomenen Rechnung zu tragen, wurden diese Erkenntnisse auch hier als Parameter in die Modellbildung eingebettet.

Ein weiteres sehr augenscheinliches Phänomen der Windsysteme ist die Beeinflussung der Oberflächentemperaturen im Norden von Graz bei Gösting durch

den Murtalauswind, welche beinahe eine Homogenisierung der Temperaturen in diesem Bereich aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten (Düseneffekt) bewirkt. In Abbildung 22 ist klar zu erkennen, dass selbst die sonst kühleren Dächer und sogar landwirtschaftlich genutzten Flächen kaum von den Temperaturen der Straßen zu unterscheiden sind. Windsysteme in der Natur und deren Wechselwirkung mit der Erdoberfläche sind grundsätzlich eine komplexe Thematik und deren korrekte klimatologische Einbettung in dieses Modell würde den Rahmen dieser Aufgabenstellung sprengen, weshalb hier lediglich eine zweidimensionale Abstraktion dieser Auswirkungen erfolgt.

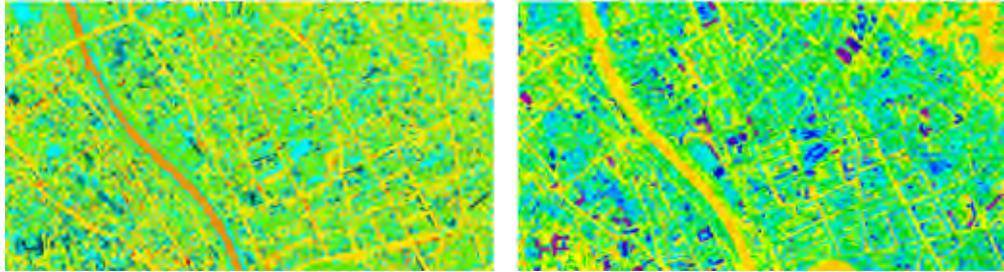
Abbildung 22:
Düseneffekt bei
Gösting



Darstellung und Besprechung der Ergebnisse: Analog zur Mittagssituation musste die auf diesem Wege erstellte Temperaturinformation für den menschlichen Betrachter aufbereitet werden, um eine einfache und rasche Interpretation der Ergebnisse zu gewährleisten. Hierfür wurden ebenfalls Temperaturklassen gebildet, was in Anlehnung zur Farbgebung von 1986 geschah. Dabei wurden Modifikationen zur besseren Abgrenzung der Farben für den Betrachter eingebracht. In den folgenden Zeilen werden die erzielten Ergebnisse auf ihre Plausibilität hin besprochen und mit der Referenzkarte von 1986 verglichen.

Versiegelte Flächen: Bei Betrachtung der „Strahlungstemperaturkarte Graz-Morgenflug“ von 1986 ist eine deutliche Differenzierung von Straßen gegenüber Häusern ersichtlich. Dieses Erscheinungsbild zeichnet sich ebenso in der generierten Karte für die fiktive Morgenbefliegung 2004 ab (vgl. Abbildung 23). Deutlich zu erkennen ist auch der Verlauf der Mur, welche durch ihre höhere Temperatur am Morgen gegenüber ihrem Umland hervortritt.

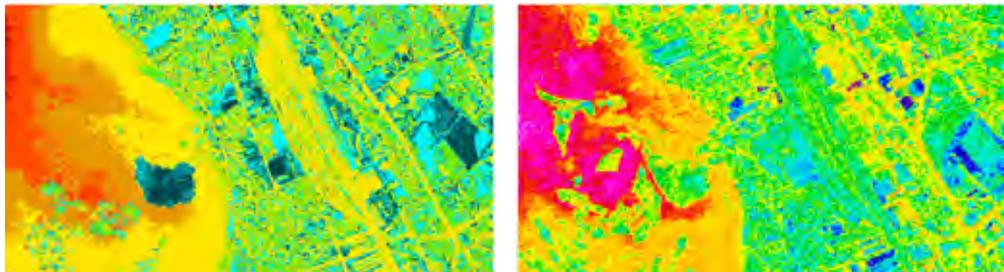
Abbildung 23:
Differenzierung von
Straßen (links: Morgen
2004, rechts: Morgen
1986)



Als offensichtlich problematischer gestaltete sich die Anpassung der Temperaturen des Bahnhofgeländes. Wie in Abbildung 24 ersichtlich, wurden die Temperaturen nicht stark genug reduziert, was der Ausküh-

lung der Gleisanlagen während der Nachtstunden entsprechen würde. Die Temperaturen erscheinen als zu hoch gegenüber jenen von 1986.

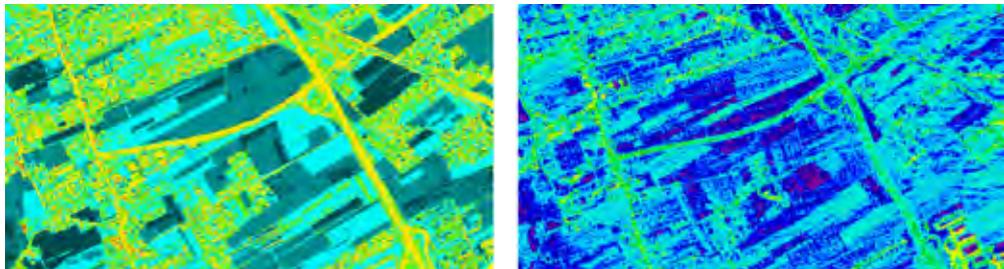
Abbildung 24:
Undeutliche Differen-
zierung des Bahnhof-
geländes (links: Morgen
2004, rechts: Morgen
1986)



Landwirtschaftliche Nutzflächen: Erfolgreich konnte die Differenzierung der unterschiedlichen Oberflächenbeschaffenheiten von landwirtschaftlichen Nutzflächen und Grünanlagen durchgeführt werden. Wie

in Abbildung 25 zu erkennen ist, lassen sich unterschiedliche Texturen und Temperaturklassen selbst bei Acker- und Grünlandflächen voneinander unterscheiden.

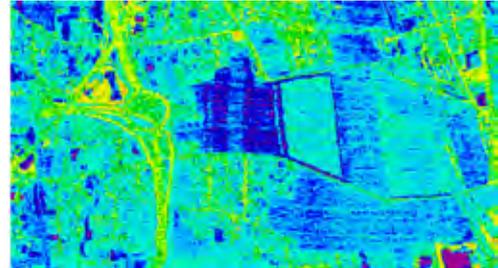
Abbildung 25:
Nutzungsstatus von
landwirtschaftlichen
Nutzflächen
(links: Morgen 2004,
rechts: Morgen 1986)



Bebauungsveränderungen: Ein interessanter Aspekt ist die Darstellung der veränderten Baustruktur durch den Vergleich der beiden Aufnahmen. In Abbildung 26 ist die Fertigstellung des Autobahnanschlusses in Graz West und die Verbauung der vormalig landwirtschaftlich genutzten Flächen durch das

1989 eröffnete „Shopping Center West“ durch die „wärmere“ Farbgebung deutlich zu erkennen. Die versiegelten Flächen heben sich gut von den zuvor an dieser Stelle vorhandenen Acker- und Grünlandflächen ab.

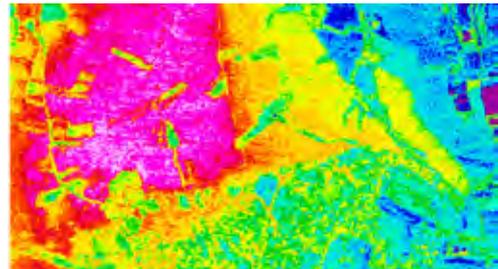
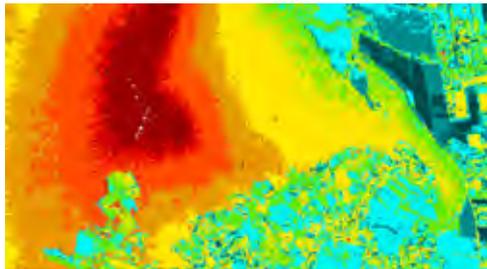
Abbildung 26:
Veränderung der
Baustuktur
(links: Morgen 2004,
rechts: Morgen 1986)



Klimatologische Parameter: An dieser Stelle sollen noch kurz die klimatologischen Parameter bei der Modellbildung visualisiert werden. In Abbildung 27 ist ein Beispiel für die für die Erwärmung der Waldflächen in höheren Lagen verantwortliche Inversion zu sehen. Die lineare Anpassung der Erwärmung im Modell ist durch die ringförmige Abgrenzung der ein-

zelnen Temperaturklassen zueinander deutlich zu erkennen. Diese und alle weiteren unten genannten Einflüsse sind wie schon erwähnt sehr komplexer Natur und können in einem Modell nicht den genauen Verlauf der natürlichen vertikalen Erwärmung aufzeigen, jedoch wurde dieser „Effekt“ durchaus erfolgreich simuliert.

Abbildung 27:
Vertikale Temperatur-
entwicklung
(links: Morgen 2004,
rechts: Morgen 1986)



Ebenfalls als sehr kompliziert erwies sich die Aufgabe, die Beeinflussung der Seitentalauswinde und die Entstehung von Kaltluftbecken aufgrund des verhinderten Abfließens der Kaltluft. In Abbildung 28 ist die deutliche Erniedrigung der Temperaturen im Föllinger Becken zwar zu erkennen, jedoch scheint die

Beeinflussung durch die Seitentalauswinde nicht im erwünschten Maße erfolgt zu sein. Dies ist ebenfalls auf die Komplexität der natürlichen Vorgänge und die Vereinfachung bei der Einbindung dieser Parameter zurückzuführen.

Abbildung 28:
Seitentalauswinde
und Kaltluftbecken
(links: Morgen 2004,
rechts: Morgen 1986)

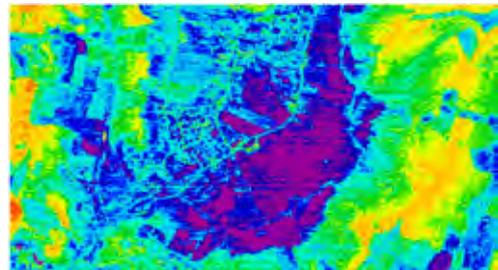
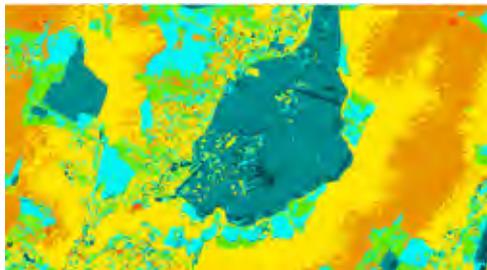
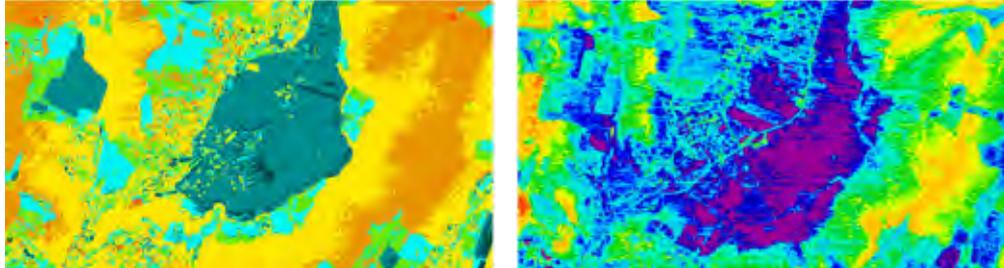


Abbildung 29:
Düseneffekt bei Gösting
(links: Morgen 2004,
rechts: Morgen 1986)



Wie erwartet, konnte die gewünschte Homogenisierung der Oberflächentemperaturen im Bereich der Auswirkungen des Düseneffektes in Gösting nicht in einem solchen Maße erfolgen, wie sie zum Zeitpunkt der Befliegung von 1986 wirkte (Abbildung 29). Durch die (vereinfachte) zweidimensionale Einbindung dieses Parameters konnten nicht alle natürlichen Vorgänge wie gewünscht dargestellt werden.

Probleme bei der Modellerstellung und Resümee: Nach Evaluierung der Ergebnisse kann schlussfolgernd erwähnt werden, dass der grundsätzliche Ansatz der Erstellung einer fiktiven Strahlungstemperaturkarte über vergleichende Analysen und Einbindung von zusätzlichen klimatologischen Erkenntnis-

sen zumindest in eine Richtung zeigt, welchen durch aus großen Spielraum und Potenzial für Modifikationen lassen.

Die lineare Reduzierung der Temperaturen, welche kaum zusätzlichen klimatologischen Einflüssen unterliegen, zeigte in einigen Gebieten und für manche Klassen (Straßen, Acker- und Grünlandflächen, Wald) verhältnismäßig gute Ergebnisse. Hier lässt eine Optimierung der Parameter auf eine weitere Verbesserung der Ergebnisse hoffen.

Als höchst problematisch erwies sich erwartungsgemäß die Einbindung der „heiklen“ klimatologischen Parameter der Seitentalwindssysteme, der Erwärmung durch den Murtalauswind und der Kaltluftbecken.

Abbildung 30:
Modellierte Strahlungstemperaturkarte für die Morgensituation

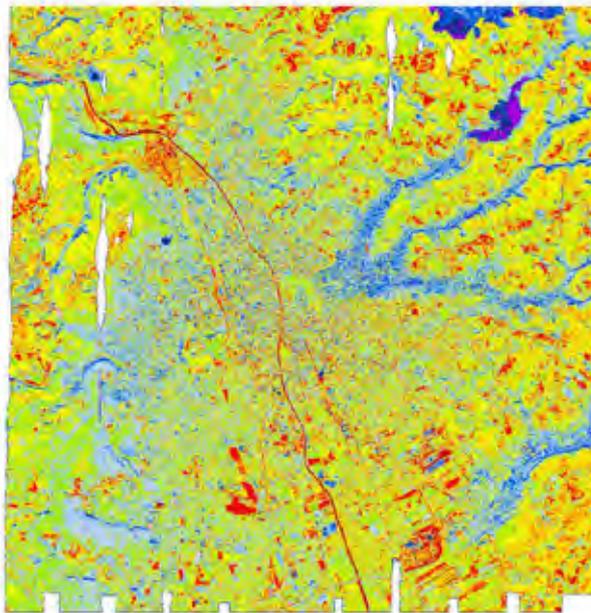


Abbildung 31:
Strahlungstemperatur-
karte von 2004
(simulierter Morgen-
flug)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 24. Oktober 2004
Simulation (Morgenflug)

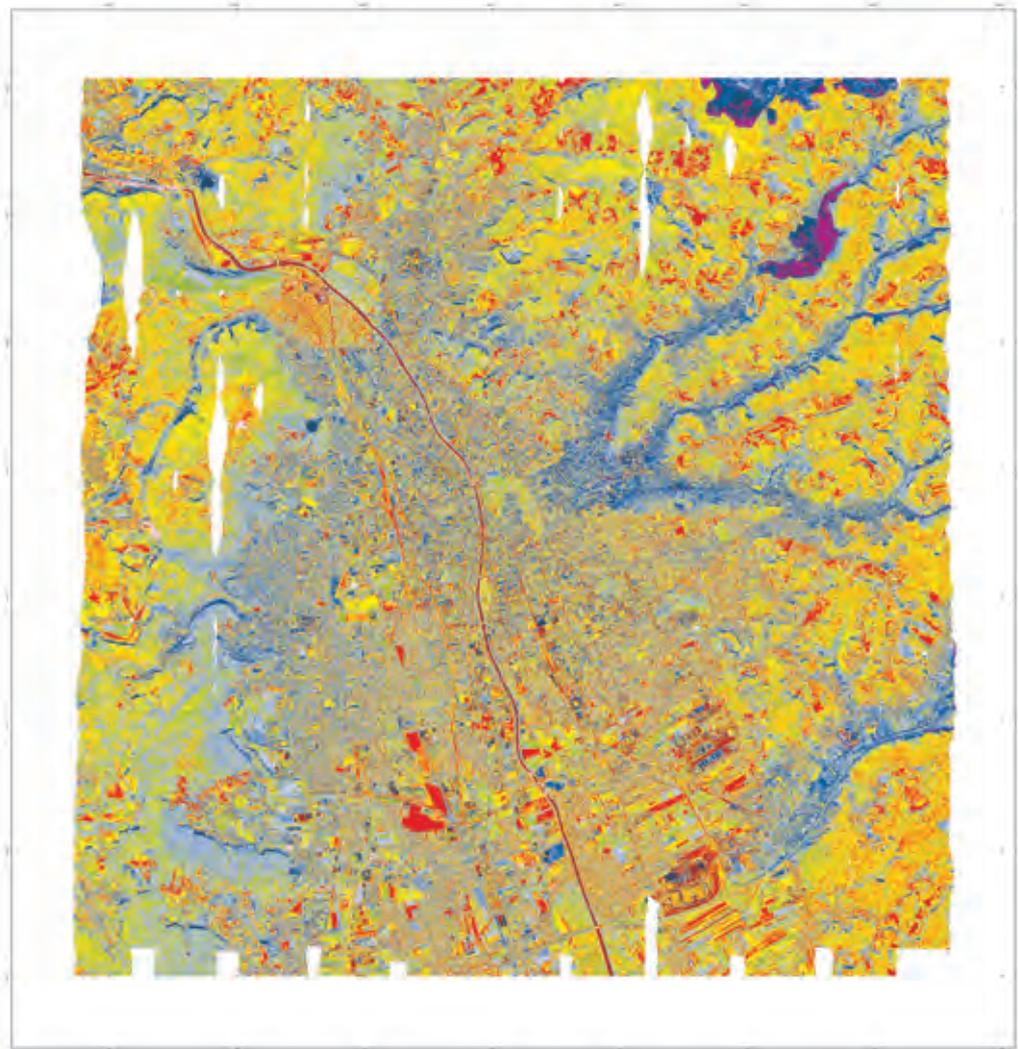
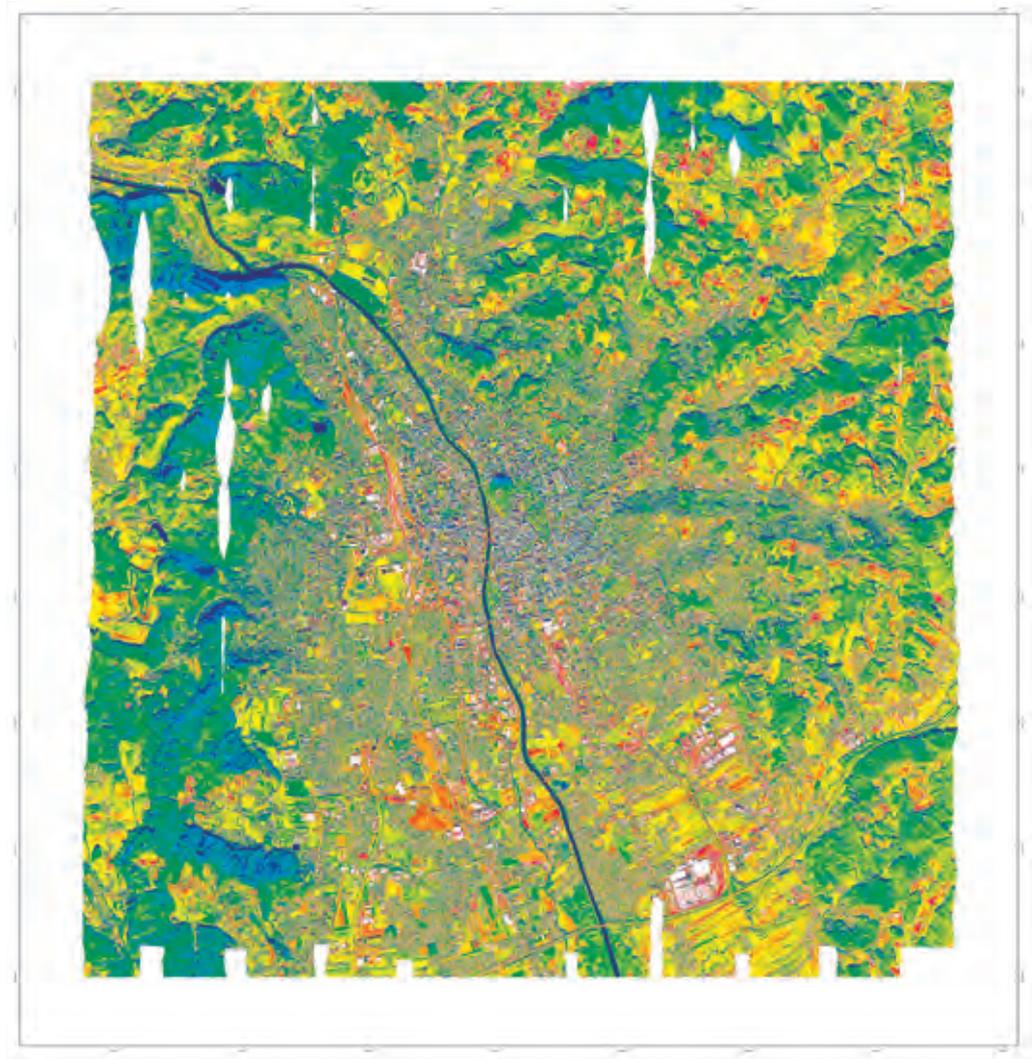


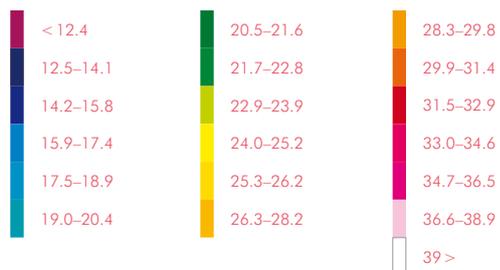
Abbildung 32:
Strahlungstemperatur-
karte der Thermal-
scannerbefliegung
von 2004 (Mittagsflug)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 24. Oktober 2004
12:02–14:15 MEZ (Mittagsflug)



Temperaturangaben in °C



4.5 TABI-1800-BEFLIEGUNG VON 2011

Zielsetzung: Das Ziel der Analyse der TABI-Daten ist eine kartographische Darstellung der Strahlungs- bzw. Oberflächentemperaturen des Stadtgebiets von Graz aus den am 20. Dezember 2011 aufgenommenen Thermalscannerdaten. Die erzeugten Karten dienen in weiterer Folge einer Stadtklimaanalyse und einer vergleichenden Gegenüberstellung mit Strahlungs- und Oberflächentemperaturkarten aus vorangegangenen Befliegungen. Die erstmalig im Winter (20. Dezember 2011, ca. 21 Uhr Ortszeit) durchgeführte Thermalbefliegung der Stadt Graz ermöglicht auch Aussagen über die besonderen klimatischen Verhältnisse in der Heizperiode. Dabei kam der von ITRES neu entwickelten Thermalsensor TABI-1800 (Thermal Airborne Broadband Imager; TABI-1800, 2012) mit einer Bodenaufösung von 60 cm und einem thermalen Auflösungsvermögen von 0.05° C zum Einsatz. Bei der stadt- und geländeklimatologischen Analyse zeigte sich, dass sich durch die hohe Auflösung detaillierte Analysen der thermalen Strukturen der Stadt Graz und somit auch Aussagen über den Wärmehaushalt von Hausdächern durchführen lassen. Die spezielle klimatische Situation (kein Schnee, Windarmut, niedrige Lufttemperaturen) während der Befliegung im Dezember eignet sich sehr gut für die Erfassung der Wärmeabgabe der städtischen Strukturen an die Atmosphäre. Somit kann die Wärmeabgabe künstlicher Oberflächen analysiert und visualisiert werden.

Methodik: Die Kalibrierung der Rohdaten wurde bereits von der Firma ITRES nach der oben genannten Methode durchgeführt. Die gelieferten Daten beinhalten somit schon die Strahlungstemperaturwerte. Diese Werte sind allerdings fiktive Temperaturwerte, da die Emissionsgrade verschiedener Oberflächen noch nicht berücksichtigt wurden. Der Emissionsgrad bezeichnet das Verhältnis der Strahldichte einer Strahlungsquelle zur Strahldichte eines schwarzen Körpers und ist ein Wert zwischen 0 und 1. Von einem schwarzen Strahler spricht man, wenn ein Objekt sowohl den maximalen Absorptions- als auch den wellenlängenabhängigen Emissionskoeffizienten $\epsilon = 1$ besitzt. Die Strahlungstemperatur ist generell immer geringer als die Oberflächentemperatur. Diese Tatsache wird durch die folgende Formel belegt:

$$T_{\text{rad}} = \epsilon^{1/4} T_{\text{kin}}$$

Wobei

$$= \epsilon^{1/4} T_{\text{kin}}$$

T_{rad} die Strahlungstemperatur,

ϵ der Emissionskoeffizient und

T_{kin} die wahre Oberflächentemperatur ist (Jensen, 2005)

Der TABI-Sensor nimmt, im Gegensatz zu den meisten anderen Thermalscannern, nicht im „traditionellen“ Infrarotbereich zwischen 8 und 14 μm auf. Für diesen Wellenbereich gibt es ausführliche Dokumentationen der Emissionsgrade von einer Vielzahl von Oberflächen. Für den Wellenlängenbereich zwischen 3,7 und 4,8 μm sind diese Informationen allerdings viel spärlicher. Aufgrund dieser Tatsache und weil an der Universität Graz kein Labor zur Bestimmung dieser Emissionsgrade zur Verfügung steht, wurden keine Emissionswerte berücksichtigt. Laut Kaufmann (1989) ist dies ohnehin nicht zwingend notwendig, da die Streuung der einzelnen Emissionsgrade der im Gelände vorkommenden Objekte relativ gering ist. Des Weiteren ist für eine Stadtklimaanalyse weniger die Genauigkeit der Werte auf mehrere Kommastellen gefragt, sondern vielmehr die Erkennung und Visualisierung von Temperaturdifferenzen zwischen den einzelnen Objekten.

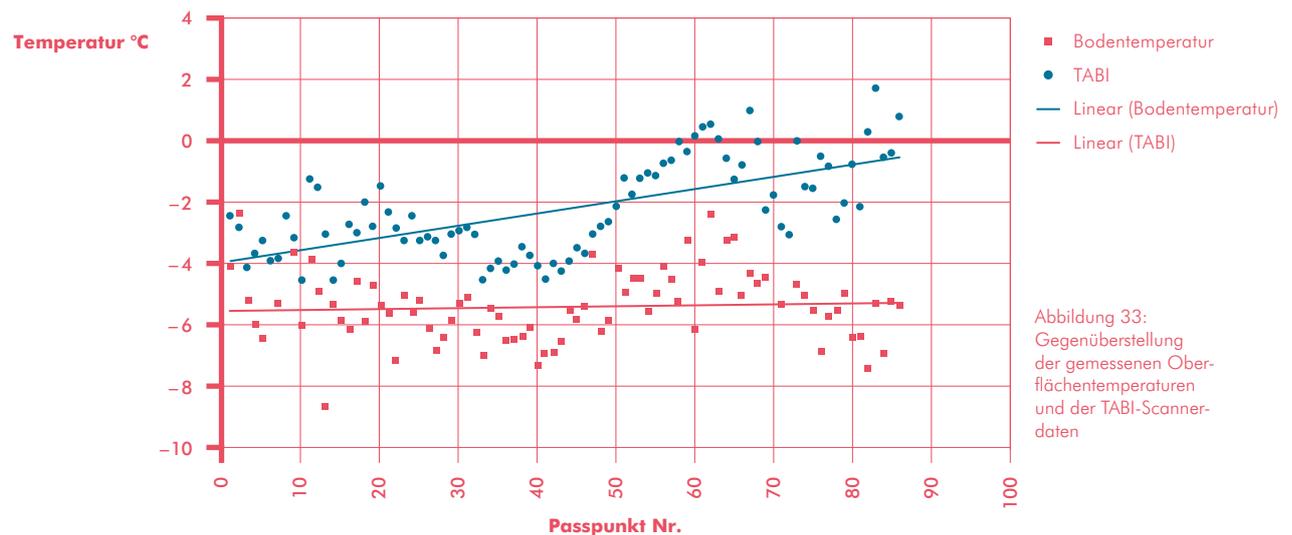


Abbildung 33:
Gegenüberstellung
der gemessenen Ober-
flächentemperaturen
und der TABl-Scanner-
daten

Für die Erstellung der Oberflächentemperaturkarte wurde daher auf eine andere Methode zurückgegriffen. Diese stützt sich im Wesentlichen auf die von Wurm (2007) verwendete Methodik. Gleichzeitig mit der Befliegung wurden die bodennahen Lufttemperaturen erhoben. Dabei wurde auf eine möglichst große Abdeckung des Grazer Stadtgebietes und auf die Auswahl von möglichst repräsentativen Oberflächen geachtet. Abbildung 33 zeigt die räumliche Lage der sogenannten thermalen Passpunkte.

Abbildung 34:
Lage der thermalen
Passpunkte im Stadt-
gebiet von Graz



Die Messungen der oberflächennahen Lufttemperatur wurden mit den Werten der Scannerdaten an den Referenzpunkten verglichen und in weiterer Folge wurde daraus die mittlere Abweichung der Temperaturdifferenzen berechnet. Die Werte der Messungen werden in Abbildung 34 dargestellt.

Die Berechnungen ergaben eine mittlere Differenz:

$$\text{Diff.Messung} = \bar{\Delta T} = 3,2 \text{ K.}$$

Offene Wasserflächen kommen einem schwarzen Strahler nahe ($\epsilon \approx 1$) und daher eignen sie sich prinzipiell sehr gut für die Ermittlung systematischer Temperaturfehler. Aus diesem Grund wurden die scheinbaren Oberflächentemperaturen der Mur zum Befliegungszeitpunkt zusätzlich zu den thermalen Passpunkten für die Berechnung der mittleren Temperaturdifferenz zwischen den Scannerdaten und den tatsächlichen Temperaturen herangezogen.

Diese Daten wurden von der Stadt Graz übermittelt.
Die Temperaturdifferenzen berechneten sich wie folgt:

$$\text{Diff. Hydro} = \bar{\Delta T} = 4,2 \text{ K.}$$

Für die Berechnung des endgültigen Temperaturdifferenzwerts wurden die zuvor ermittelten Werte wiederum gemittelt:

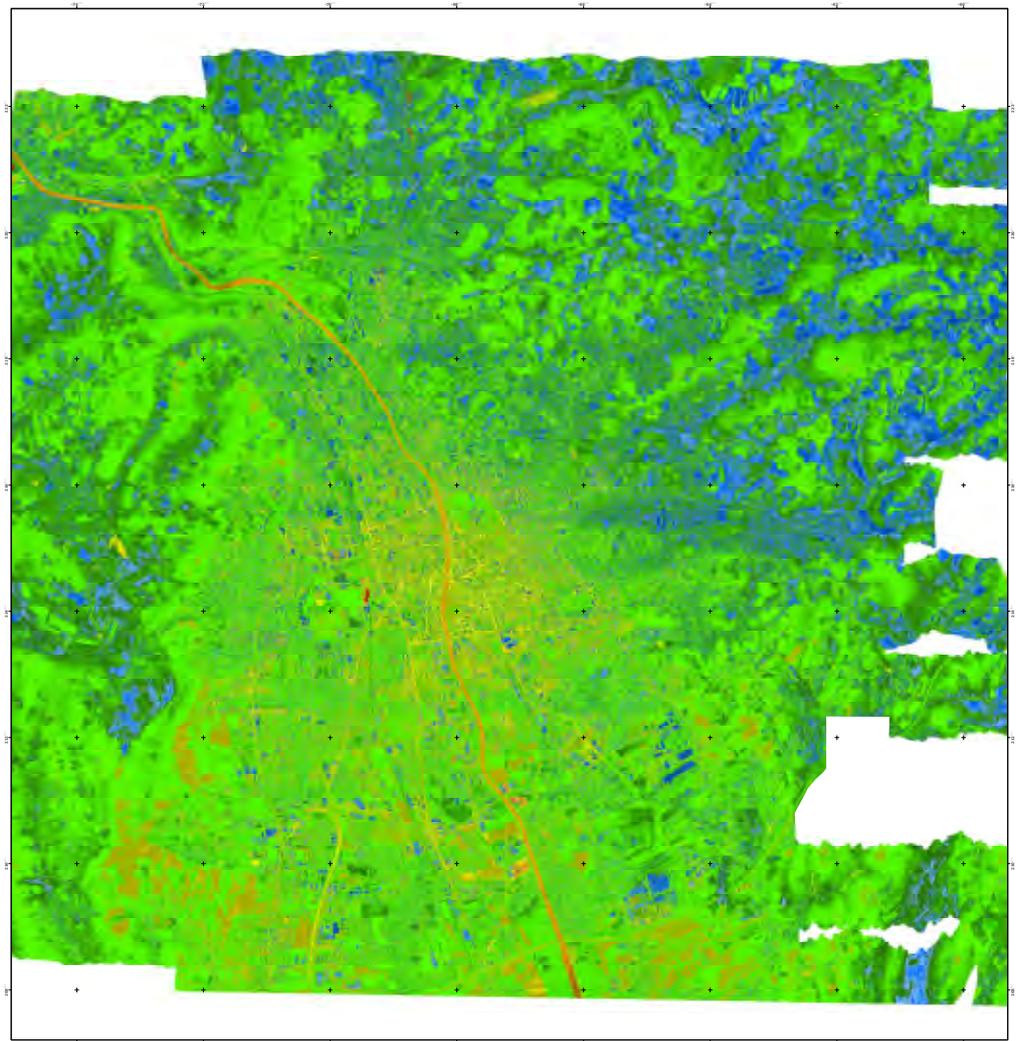
$$\text{Diff. Gesamt} = \frac{\text{Dif.Messung} + \text{Diff.Hydro}}{2} = 3,7 \text{ K.}$$

Um eine Karte der scheinbaren Oberflächentemperaturen zu erstellen, wurde somit der Wert 3,7 zu jedem einzelnen Wert der Strahlungstemperaturen addiert.

Abbildung 35:
Strahlungstemperaturkarte der
Thermalscanner-
befliegung vom
20. Dezember 2011
(5-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011
18:52–20:11 MEZ



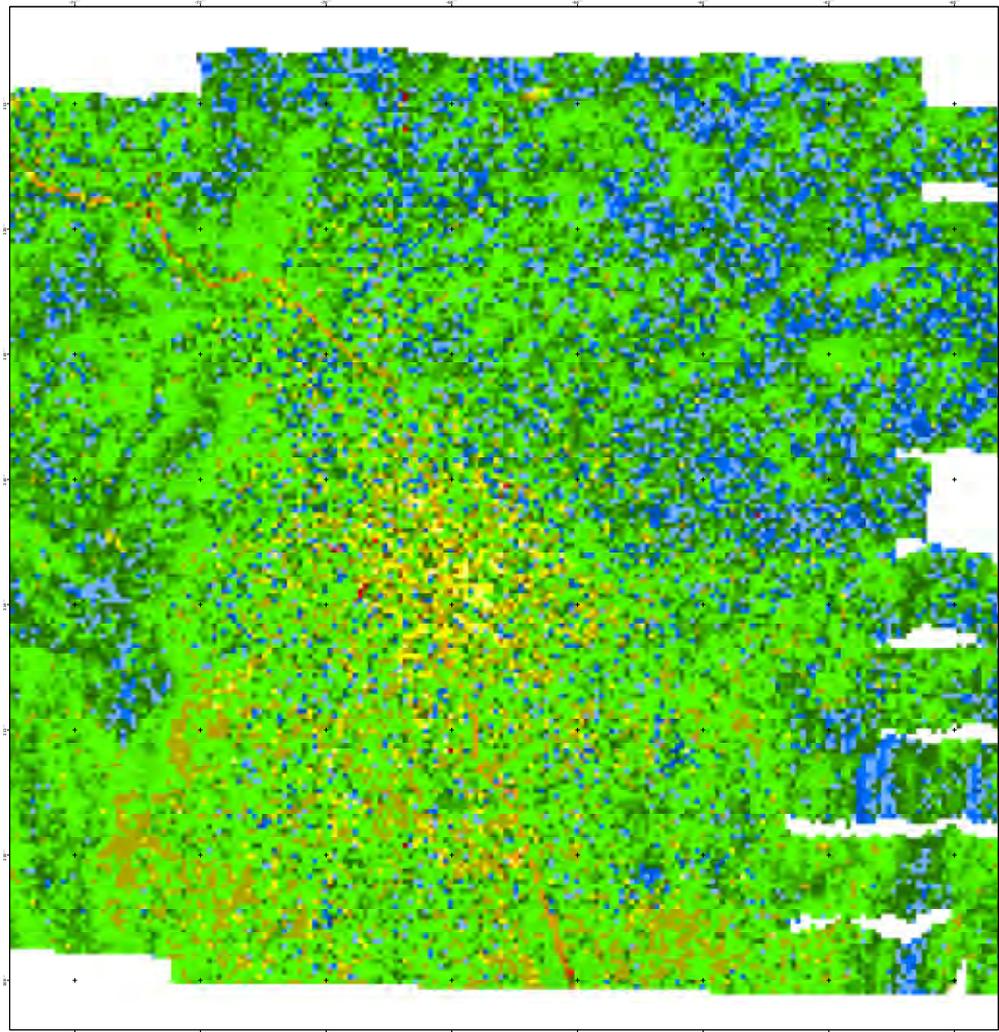
Temperaturangaben in °C



Abbildung 36:
Strahlungstemperaturkarte der
Thermalscanner-
befliegung vom
20. Dezember 2011
(80-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C

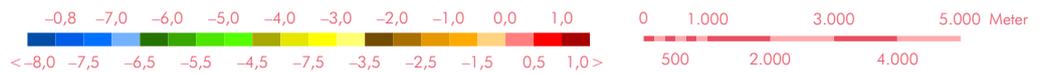
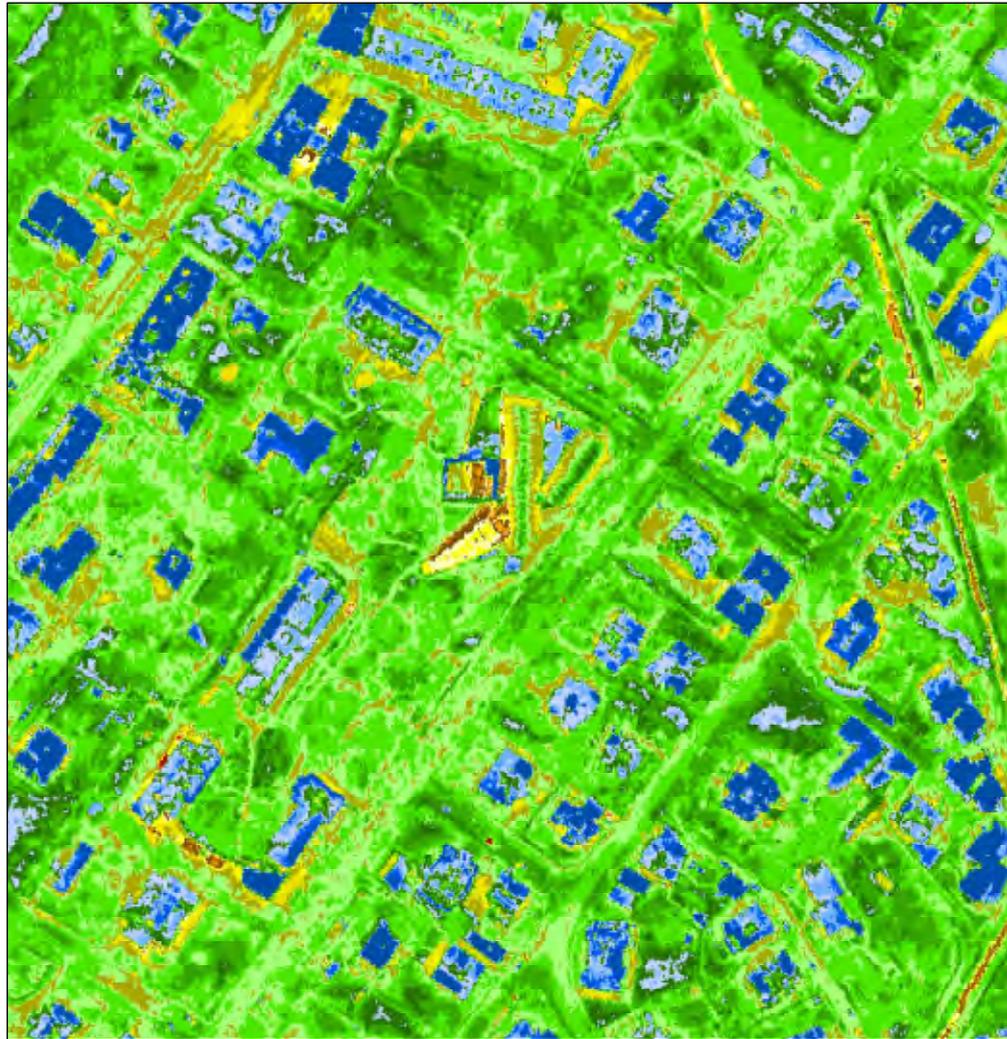


Abbildung 37:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich Botanischer Garten am 20. Dezember (0,6-m-Auflösung)

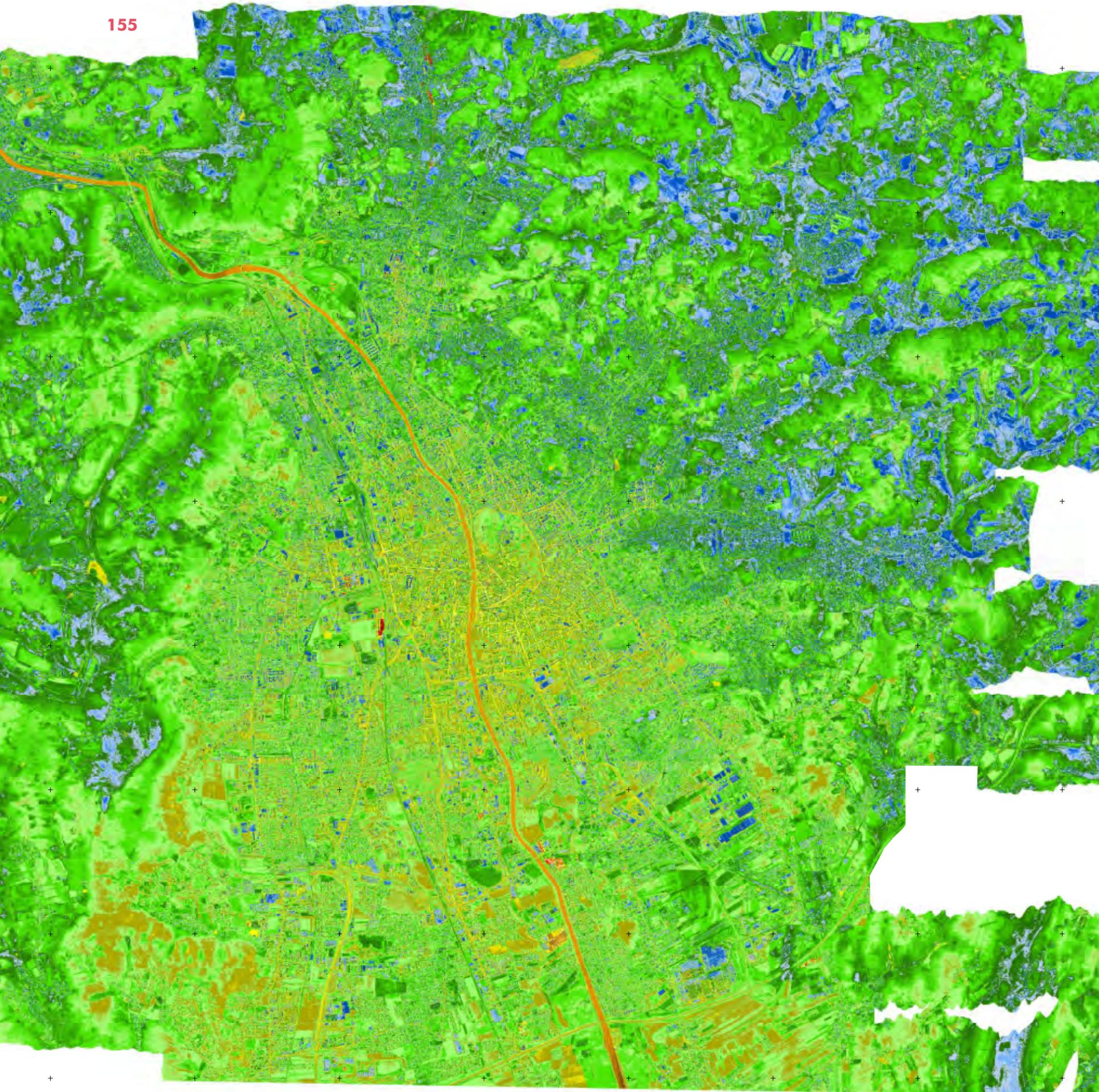
Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht Botanischer Garten
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C





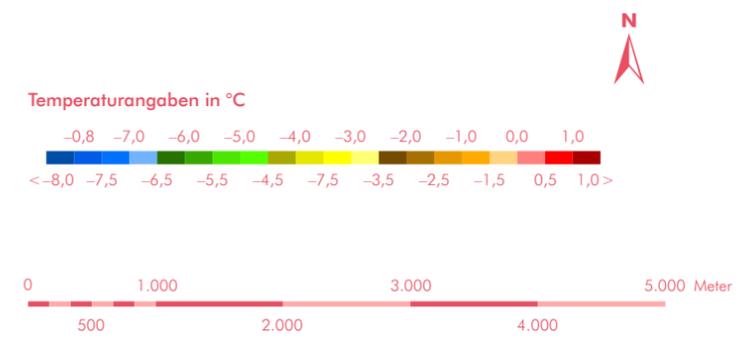
4. Erstellung der Temperaturkarten von Graz

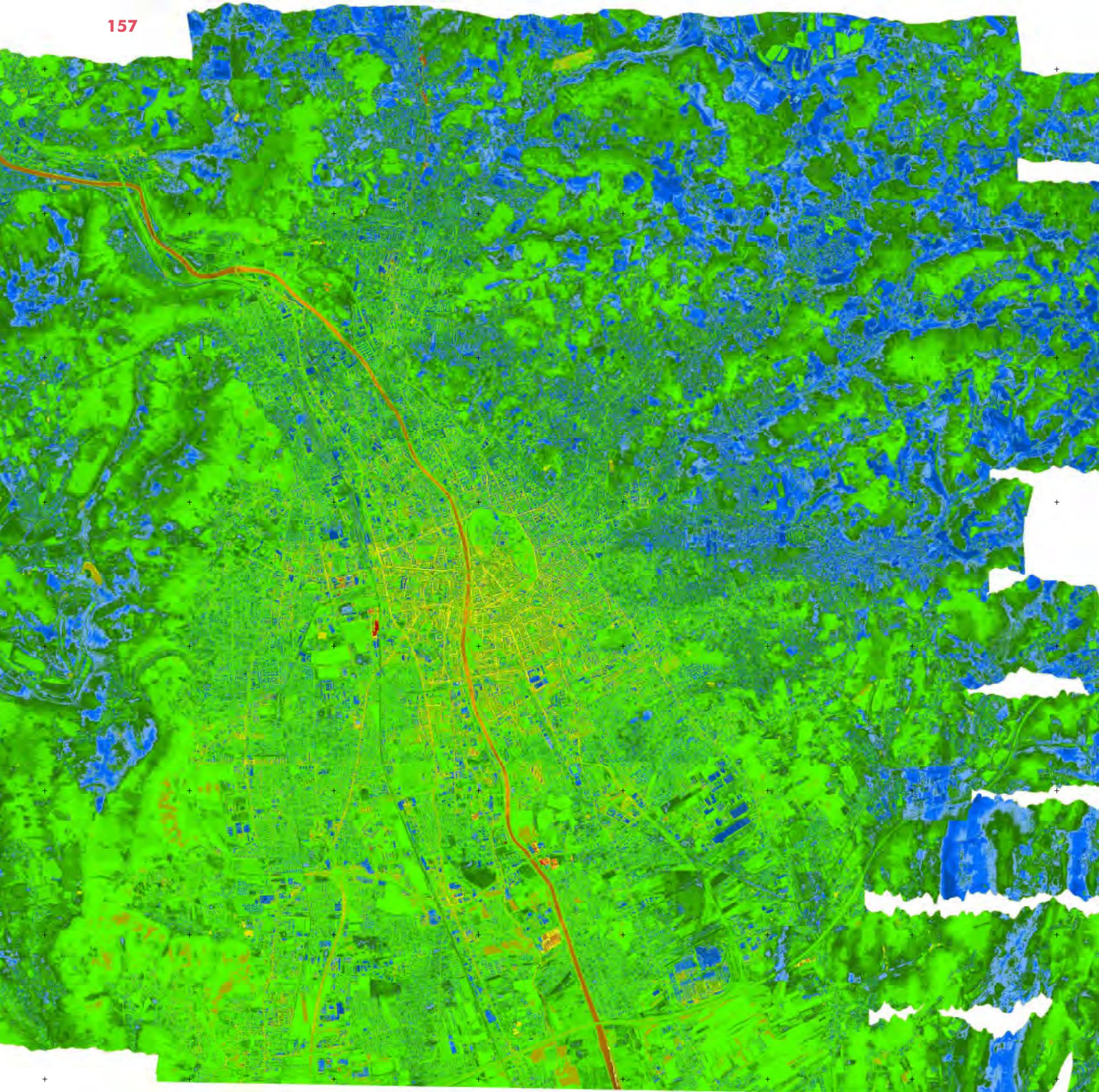
Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011
 18:52–20:11 MEZ
Datengrundlage: TABI 1800 Thermalscannerbefliegung
 vom 20.12.2012, 18:52–20:11 MEZ
 Bodenauflösung 0,6 m × 0,6 m
Geometrische Entzerrung: Vermessung AVT-ZT-GmbH, Imst
Strahlungstemperaturkarte: Institut für Geographie
 und Raumforschung, Universität Graz
Bearbeitung: W. Sulzer, A. Salentinig



Abbildung 38:
 Strahlungstemperatur-
 karte (0,6-m-Auflösung)





4. Erstellung der Temperaturkarten von Graz

Oberflächentemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011
 18:52–20:11 MEZ
Datengrundlage: TABI 1800 Thermalscannerbefliegung
 vom 20.12.2012, 18:52–20:11 MEZ
 Bodenaufösung 0,6 m × 0,6 m
Geometrische Entzerrung: Vermessung AVT-ZT-GmbH,Imst
Strahlungstemperaturkarte: Institut für Geographie
 und Raumforschung, Universität Graz
Bearbeitung: W. Sulzer, A. Salentinig



Abbildung 39:
 Oberflächentemperatur-
 karte (0,6-m-Auflösung)

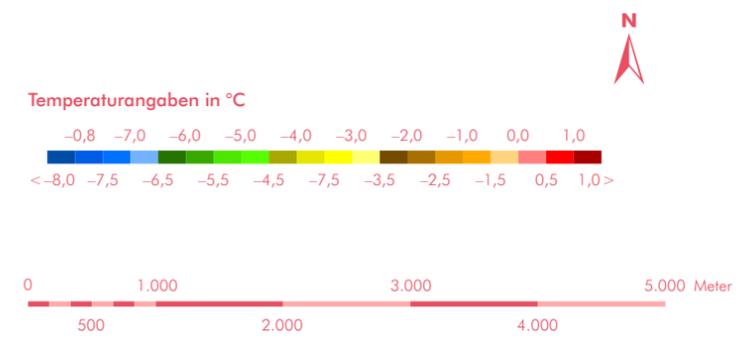


Abbildung 40:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich
Hauptplatz am
20. Dezember
(0,6-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht Grazer Hauptplatz
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C



Abbildung 41:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich
Messe am
20. Dezember
(0,6-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht „Magna Steyr Fahrzeugtechnik“
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C



Abbildung 42:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich Reininghausgründe am 20. Dezember (0,6-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht Reininghausgründe
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C



Abbildung 43:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich
Bad zur Sonne am
20. Dezember
(0,6-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht Hallenbad „Bad zur Sonne“
18:52–20:11 MEZ



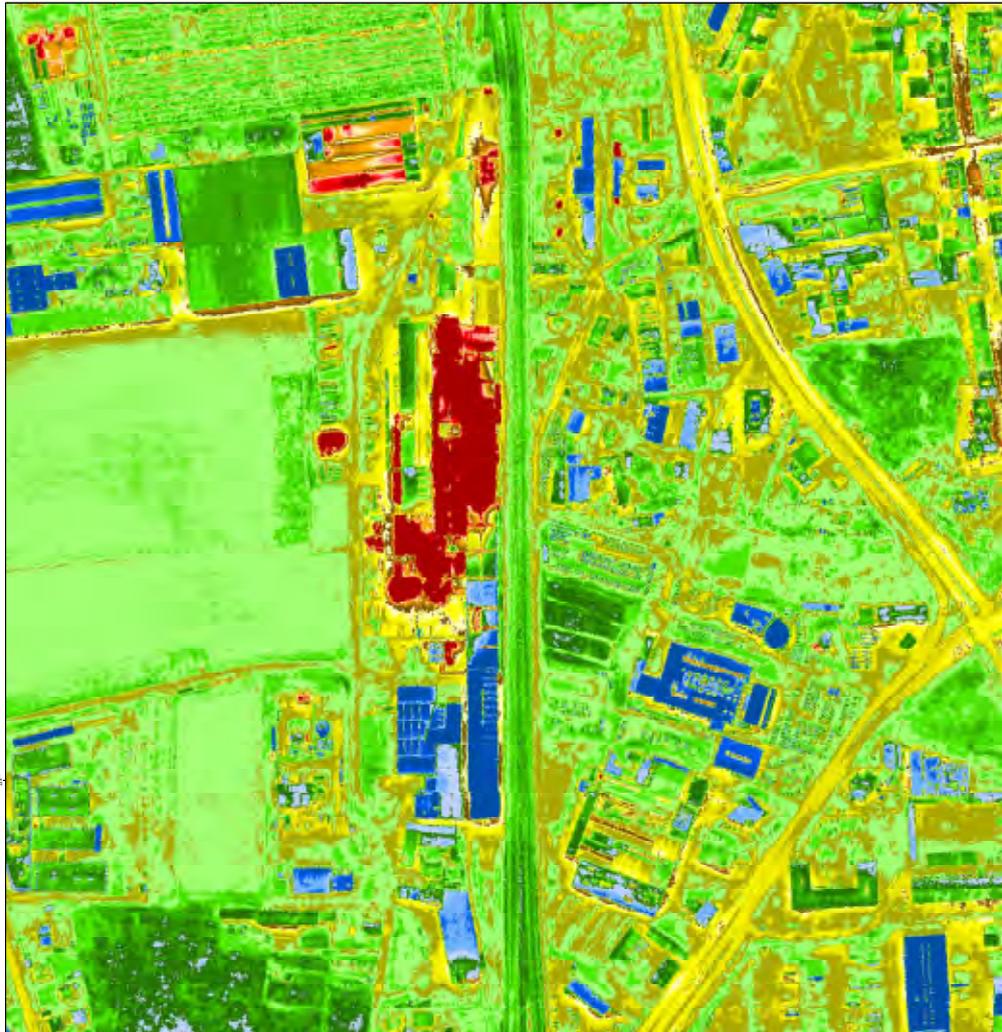
Temperaturangaben in °C



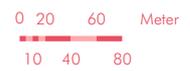
Abbildung 44:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich Stahlwerk Marienhütte am 20. Dezember (0,6-m-Auflösung)

Strahlungstemperaturkarte Graz

Thermalscanner-Befliegung: 20. Dezember 2011 – Detailansicht Stahlwerk „Marienhütte“
18:52–20:11 MEZ



Temperaturangaben in °C



Analyse der Ergebnisse:

Oberflächentemperaturkarten eignen sich hervorragend, um Temperaturverteilungsmuster in bestimmten Siedlungsgebieten zu identifizieren und zu beschreiben. Besonders in Städten ist deutlich zu erkennen, dass unterschiedliche Bebauungsstrukturen ein unterschiedliches Temperaturverhalten aufweisen. Dadurch lassen sich beispielsweise versiegelte Flächen aufgrund ihrer starken Überwärmung sehr gut von anderen Oberflächen unterscheiden. Dieser und weitere Sachverhalte sollen in den folgenden Absätzen dokumentiert werden.

Baukörperstrukturen

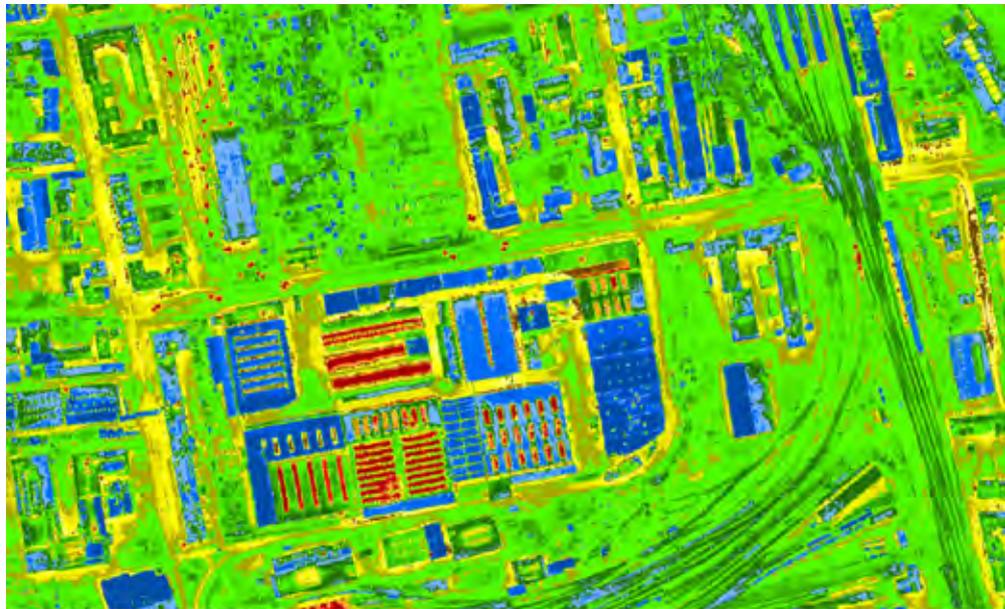
Altstadt: Die Überwärmung des historischen Teils der Stadt Graz durch den hohen Anteil an versiegelten Flächen wird anhand der Oberflächentemperaturkarte eindeutig sichtbar. Gebäude lassen sich gut von Straßenanlagen unterscheiden, da diese Wärme in geringerem Ausmaß zu speichern vermögen. Da die Befliegung in der Vorweihnachtszeit stattfand, sind auch die Christkindlmärkte in der Altstadt gut zu erkennen.

Abbildung 45:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich Altstadt
(Hoher Versiegelungsgrad)

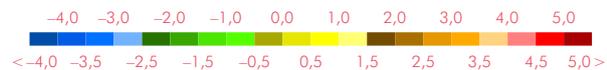
**Temperaturangaben in °C**

Gründerzeitliche Bebauung: Im Bereich östlich des Stadtparks lässt sich die charakteristische Struktur der gründerzeitlichen Bebauung sehr gut erkennen. Da es sich bei den Daten um eine Nachtaufnahme handelt, weisen die Dachflächen geringfügig niedrigere Temperaturwerte als die mit Vegetation bedeckten Innenhöfe auf. Als Erklärung hierfür könnte eine raschere nächtliche Abkühlung der Dachflächen im Vergleich zu den Innenhöfen dienen. Dieses Muster der leicht wärmeren Innenhöfe erstreckt sich über das gesamte Stadtgebiet.

Abbildung 46:
Strahlungstemperaturkarte im Bereich von einem Industrie- und Gewerbegebiet



Temperaturangaben in °C



Industrie- und Gewerbeflächen: Industrie- und Gewerbeflächen weisen einen hohen Versiegelungsgrad auf. Prinzipiell sollte das zu einer Überwärmung führen. In der Industriezone westlich des Grazer Hauptbahnhofs wird das anhand der Straßenanlagen deutlich sichtbar. Die Dachflächen erscheinen allerdings deutlich kälter. Das liegt wiederum an den Dachmaterialien (Metалldächer) und der damit verbundenen raschen nächtlichen Auskühlung. Besonders ins Auge stechend ist auch der Wärmeverlust durch Dachfenster. Des Weiteren sind überwärmte Dachflächen ein Indiz für rege Arbeitstätigkeit innerhalb des Industriegebäudes zum Zeitpunkt der Befliegung.

Gartenstadt: Die sogenannte „Gartenstadt“ wird gekennzeichnet durch eine lockere Bebauung mit Ein- und Zweifamilienhäusern und durch einen hohen Grünflächenanteil. In der Oberflächentemperaturkarte weist die Gartenstadt ein relativ heterogenes Erscheinungsbild auf. Straßen und Gebäude können eindeutig von den umliegenden Grünflächen unterschieden werden. Ähnlich wie bei den Innenhöfen in der gründerzeitlichen Bebauungsstruktur sind die Oberflächentemperaturen an Grünflächen aufgrund der geringeren nächtlichen Auskühlung in einer Winternacht geringfügig höher als an Gebäuden.

Abbildung 47:
Strahlungstemperaturkarte – Typus Gartenstadt



Temperaturangaben in °C



Grünflächen und landwirtschaftlich genutzte Flächen

Grünflächen und Parks: In den Sommermonaten haben die innerstädtischen Grünflächen und Parks eine kühlende Wirkung, was besonders durch den Stadtpark verdeutlicht wird. Im Winter ist dieser Effekt allerdings nur bedingt gültig. Bei der vorliegenden Oberflächentemperaturkarte ist zwar erkennbar, dass die Temperaturen in der Innenstadt höher sind als im Stadtpark, allerdings trifft das nicht auf die anderen umliegenden Bebauungsstrukturen zu.

Wiesen- und Ackerflächen: Aufgrund der unterschiedlichen Bewuchsarten bei landwirtschaftlich genutzten Flächen weisen diese eine große Streuung der Oberflächentemperaturen auf. Im vorliegenden Beispiel sind die Ackerflächen wärmer als die Wiesenflächen in der Mitte des Bildausschnitts.

Wälder: Wälder weisen hauptsächlich expositionsbedingte Unterschiede im Temperaturverhalten auf. Nordexponierte Wälder sind in der Regel kälter als tagsüber besonnte Wälder.

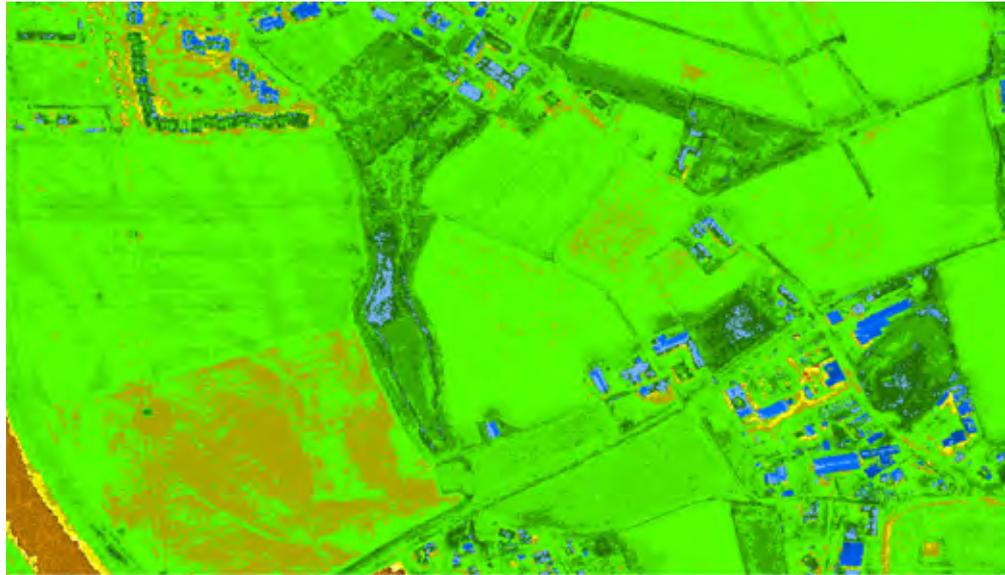
Abbildung 48:
Strahlungstemperaturkarte – der Stadtpark und der Schlossberg im Vergleich zu den umliegenden Gebieten



Temperaturangaben in °C



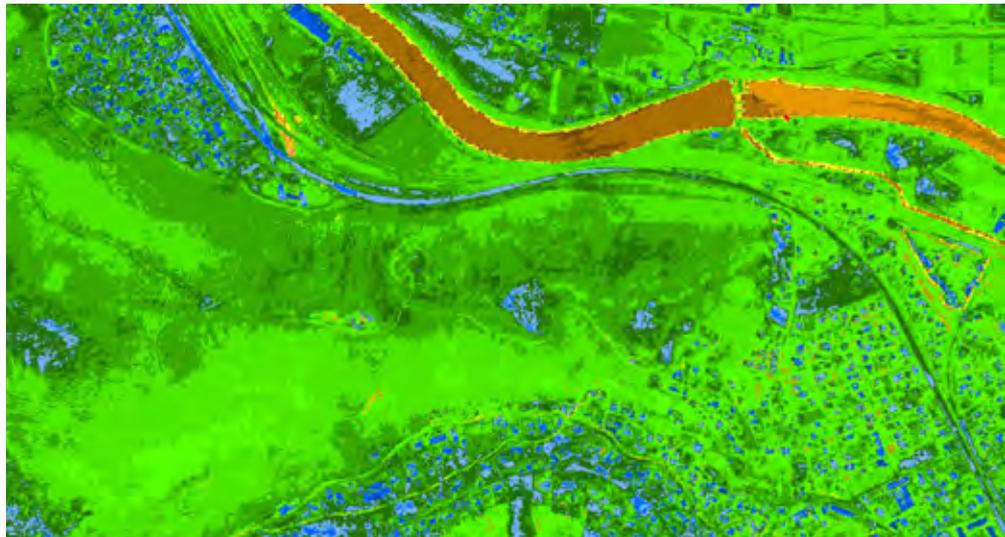
Abbildung 49:
Strahlungstemperatur-
karte – Wiesen- und
Ackerflächen



Temperaturangaben in °C



Abbildung 50:
Strahlungstemperatur-
karte – Einfluss der Ex-
position auf Oberflä-
chentemperaturen von
Wäldern



Temperaturangaben in °C



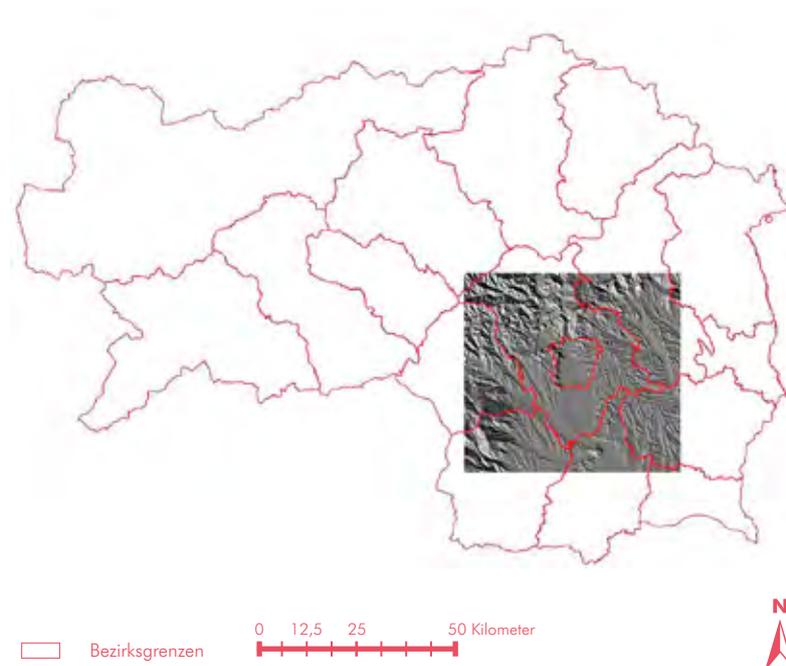
4.6 EINBINDUNG VON LANDSAT-NACHTAUFNAHMEN

Das Beispiel der städtischen Wärmeinsel von Graz sowie die Temperatur-, Wind- und Wetterverhältnisse im Großraum Graz sollen das Potenzial und die vielfältigen Möglichkeiten einer Thermal-Nachtaufnahme darbieten. Anhand der LANDSAT-Thermal-Nachtaufnahme vom 20. August 2000 wurde zuerst eine Strahlungstemperaturkarte erstellt und diese anschließend ausgewertet. Da LANDSAT-Aufnahmen systembedingt nur Tagesaufnahmen macht, muss hier auf historische Daten zurückgegriffen werden. Die Arbeiten wurden im Rahmen einer Seminararbeit von Christian Stiegler durchgeführt.

Der geographische Untersuchungsraum wurde so gewählt, dass der Zentralraum Graz annähernd den geographischen Mittelpunkt darstellt. Das Gebiet erfasst ebenfalls die urbanen Räume Weiz, Gleisdorf, Voitsberg, Köflach, Gratkorn sowie Gratwein. Als nordwestliche Begrenzung wurde die Gleinalm gewählt, als südliche der Wildoner Buchkogel. Abbildung 51 zeigt die genaue Lage des Untersuchungsgebietes.

Für die Analyse der städtischen Wärmeinsel sowie die Darstellung der Temperaturverhältnisse im Großraum Graz steht als zentrales Datenmaterial eine LANDSAT-Nachtaufnahme der Steiermark mit dem Aufnahmezeitpunkt von 22:30 Uhr MEZ zur Verfügung. Der verwendete Thermalbereich im Kanal 6 liegt zwischen $10,4$ und $12,5 \mu\text{m}$, die räumliche Auflösung beträgt $60 \text{ mal } 60 \text{ Meter}$ und die radiometrische Auflösung wird mit 8 Bit angegeben. Des Weiteren findet ein digitales Höhenmodell der Steiermark Verwendung.

Abbildung 51:
Lage der LANDSAT-
Nachtaufnahme



Meteorologische Messdaten/Wetterlage: Für den Aufnahmezeitpunkt vom 20. August 2000 stehen zusätzlich Messdaten der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit, des Niederschlags, der relativen Luftfeuchte und des Luftdrucks der Stationen Graz Universität, Laßnitzhöhe, St. Radegund und Schöckl zur Verfügung. Außerdem liegen Daten von Sondenaufstiegen am Flughafen Graz Thalerhof vor. Laut Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ZAMG (2009) herrscht im Alpenraum vom 18. bis zum 21. August 2000 schwacher Hochdruckeinfluss mit flacher Druckverteilung. Diese gradientschwache Lage G sorgt außerdem für Zufuhr heißer Luft aus Südwest und damit verbunden sehr hohen Temperaturen, welche am 20. August 2000 um 15 Uhr MESZ in Graz den Höchstwert von 34,8 °C erreichen.

Erstellung Strahlungstemperaturkarte: Als Ausgangsprodukt für eine spätere Darstellung des Potenzials einer nächtlichen Thermalaufnahme dient eine Strahlungstemperaturkarte. Da der Sensor am Satelliten die Oberflächentemperatur anhand der empfangenen Strahlung misst und diese zuerst die Atmosphäre durchdringen muss und dabei Veränderungen bzw. Streuung oder teilweiser Absorption unterzogen ist, wird eine Atmosphärenkorrektur durchgeführt. Mit Hilfe der Funktion „Haze Reduction“ in ERDAS IMAGINE werden dabei die atmosphärischen Einflüsse herausgefiltert. Das Histogramm der Aufnahme zeigt nach der Korrektur eine Verteilung der Pixelwerte im Bereich zwischen ca. 108 bis 140.

Die Umrechnung der Temperatur erfolgt in mehreren Schritten und orientiert sich im Wesentlichen an die Ausführungen von STRATHOPOULOU und CARTALIS (2007). Zuerst wird der jeweilige Pixelwert (DN) des Kanals 6 der LANDSAT-Nachtaufnahme in die Spektralstrahlung L umgewandelt. Dies erfolgt mit folgender Formel:

$$L = 0,0370588 \cdot DN + 3,2$$

L = Spektralstrahlung (Wm⁻²sr⁻¹μm⁻¹)

DN = digital number, jeweiliger Pixelwert des Grauerthistogramms

Anschließend erfolgt die Umwandlung der Spektralstrahlung in die vom Satellitensensor gemessene Strahlungstemperatur (BT) mit der Formel:

$$BT = \frac{K_2}{\left\{ \ln \left(\frac{K_1}{L} + 1 \right) \right\}}$$

Wobei:

BT = am Satellitensensor gemessene Strahlungstemperatur (in Kelvin)

K2 = Kalibrationskonstante von LANDSAT 7 (1282,71 Kelvin)

K1 = Kalibrationskonstante von LANDSAT 7 (666,09 Wm⁻²sr⁻¹μm⁻¹)

L = Spektralstrahlung am Satellitensensor (Wm⁻²sr⁻¹μm⁻¹)

Die Umrechnung der Strahlungstemperatur von Kelvin in Grad Celsius erfolgt durch:

$$T(^{\circ}\text{C}) = - 273,15 + T \text{ K}$$

Die somit erhaltene Strahlungstemperatur dient als Basis für weitere Analysemöglichkeiten und liegt im Untersuchungsgebiet im Bereich von 9,5 bis 19,2 °C.

Anschließend wurde mit Hilfe des „Knowledge Engineer“ die Strahlungstemperatur in 16 Klassen unterteilt. Daraus erfolgte eine Generierung der Strahlungstemperaturkarte, welche in Abbildung 52 dargestellt ist. Die Farbdarstellung mit Hilfe von assoziativen Farben stellt sich jedoch als wenig zufriedenstellend dar und im Vergleich zur Grauwertdarstellung können Temperaturunterschiede visuell nicht mehr so gut wahrgenommen werden. Deshalb erfolgte eine Einschränkung des Untersuchungsraums auf die Stadt Graz. Außerdem wurde die Klassenanzahl von ursprünglich 16 auf sieben Klassen reduziert. Das Ergebnis ist in Abbildung 54 dargestellt und zeigt deutlich einen Informationsgewinn gegenüber Abbildung 52; Abbildung 53 und Abbildung 55 zeigen gegenübergestellt eine Grauwertdarstellung des Untersuchungsgebiets.

Abbildung 52:
Strahlungstemperatur-
karte Untersuchungs-
gebiet

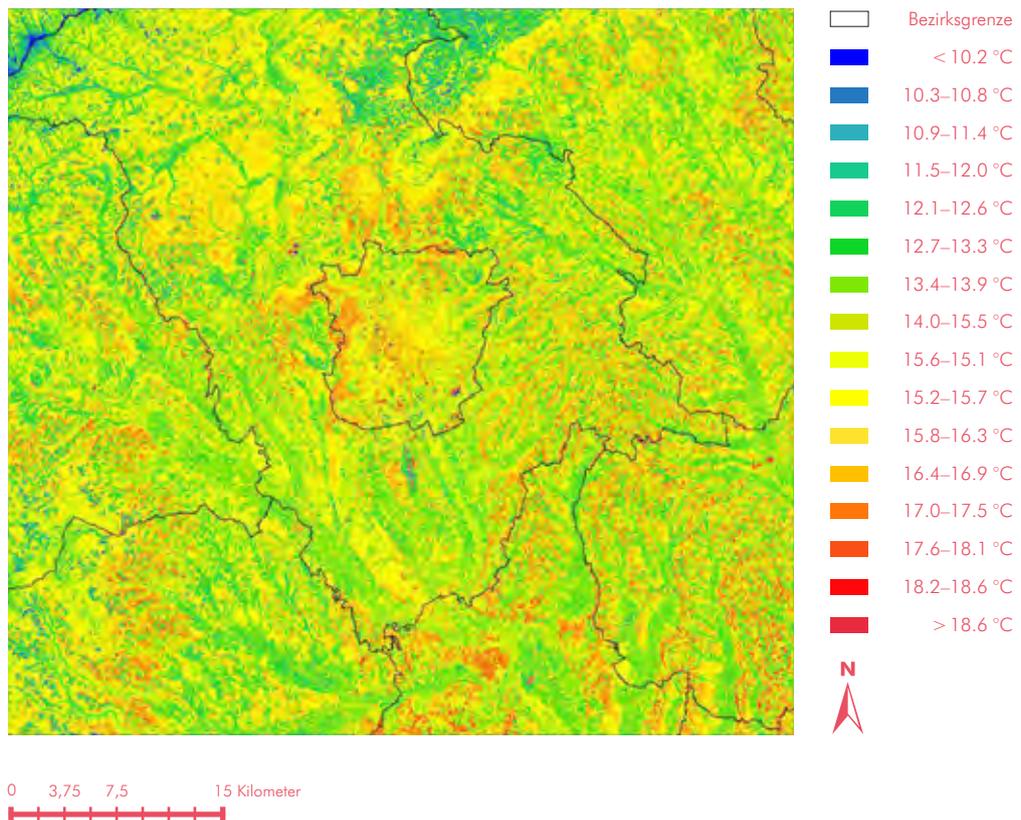
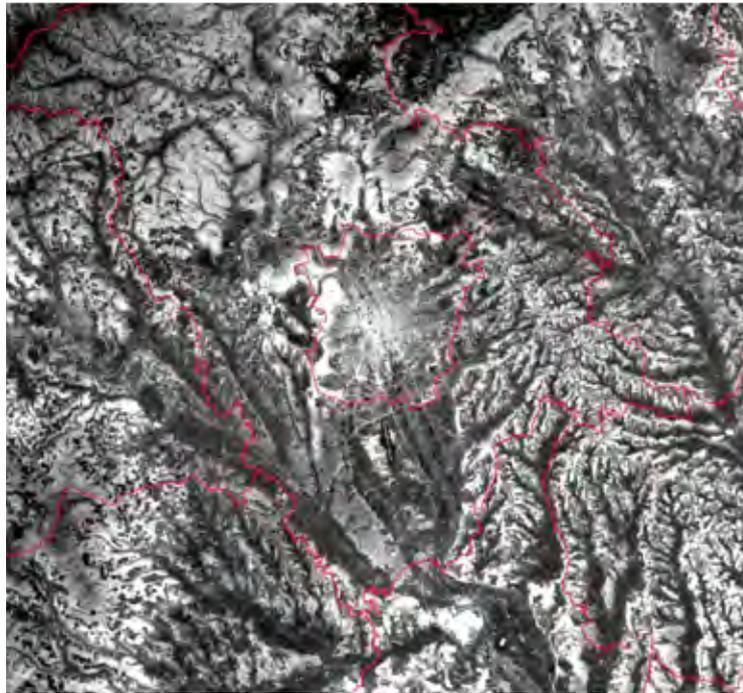


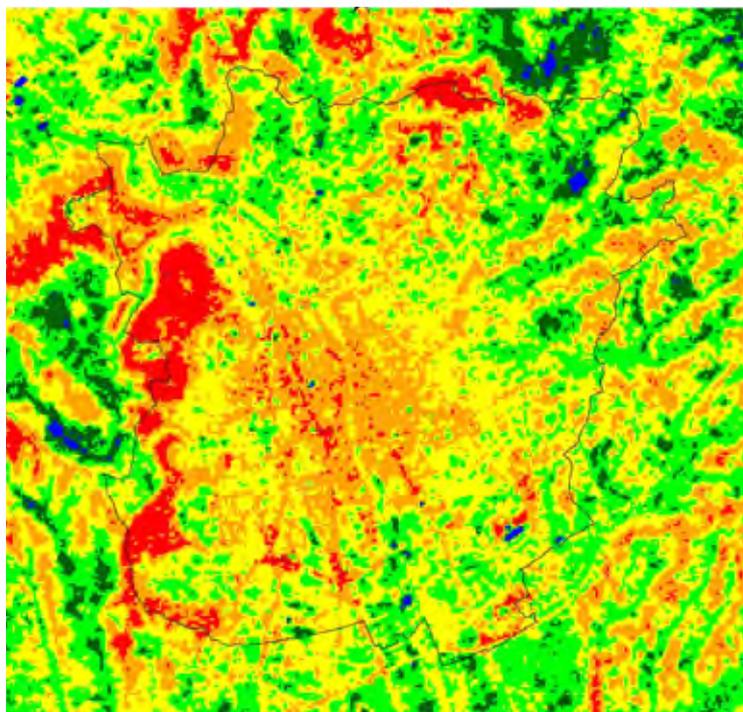
Abbildung 53:
Grauwertdarstellung
Untersuchungsgebiet



 Bezirksgrenze



Abbildung 54:
Strahlungstempera-
turkarte Graz

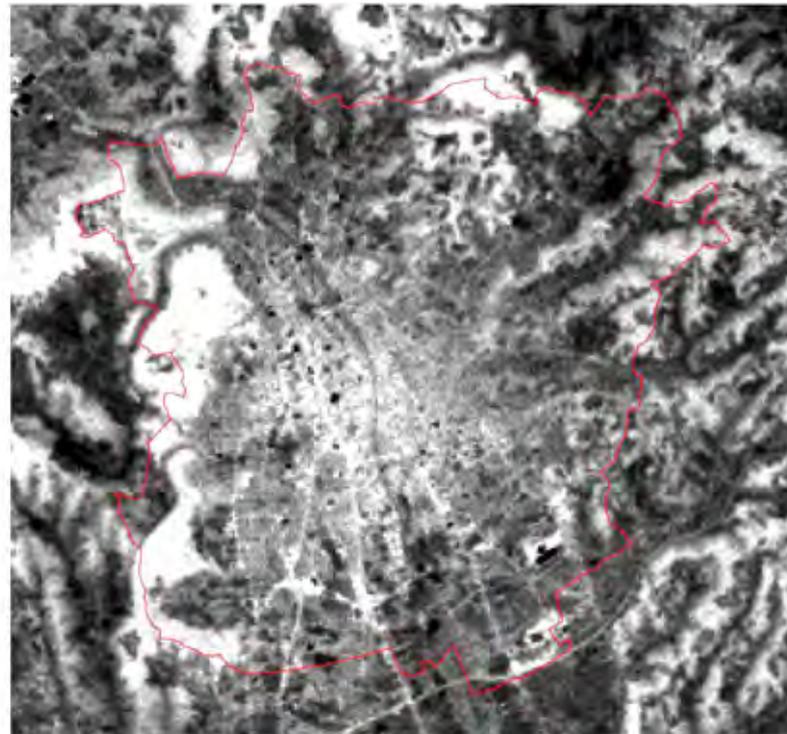


 Stadtgrenze

-  < 10.6 °C
-  12.7–13.6 °C
-  13.7–14.5 °C
-  14.6–15.4 °C
-  15.5–16.3 °C
-  16.4–17.2 °C
-  > 17.2 °C



Abbildung 55:
Grauwertdarstellung
Graz



Bezirksgrenze



0 1,5 3 6 Kilometer

Die Strahlungstemperatur ist jene Temperatur, die ein schwarzer Körper in der Wellenlänge von $11,5 \mu\text{m}$ ausstrahlt. Die jedoch nicht einheitliche Emissivität der Landoberfläche erfordert eine zusätzliche Korrektur, aus der anschließend eine Oberflächentemperatur generiert wird. Dabei ist die Einbeziehung der unterschiedlichen Ausstrahlung der verschiedenen Landbedeckungsarten entscheidend. Die Werte der Oberflächenemissivität sind in Tabelle 9 dargestellt.

Tabelle 9:
Mittlerer Emissionsgrad
verschiedener Ober-
flächen
(Quelle: Strathopoulou
& Cartalis, 2007,
Triebnig-Löffler, 1992)

OBERFLÄCHE	MITTLERER EMISSIONSGRAD ϵ
Wasser	0,993
Vegetation, Wald- und Wiesenflächen, Ackerflächen	0,980
Dichte städtische Verbauung	0,946
Lockere städtische Verbauung	0,964
Verkehrs- und Industrieflächen	0,950

Die Oberflächentemperatur T_s berechnet sich wie folgt:

$$T_s = \frac{BT}{\left\{ 1 + \left[\frac{\lambda \cdot BT}{\rho} \cdot \ln \epsilon \right] \right\}}$$

Wobei:

T_s = Oberflächentemperatur (in Kelvin)

BT = am Satellitensensor gemessene Strahlungstemperatur (in Kelvin)

λ = die Wellenlänge der emittierten Strahlung (11,5 μm)

r = $1,438 \cdot 10^{-2}$ m K

ϵ = mittlerer Emissionsgrad

Die Umrechnung der Oberflächentemperatur von Kelvin in Grad Celsius erfolgt durch:

$$T(^{\circ}\text{C}) = T_s - 273,5$$

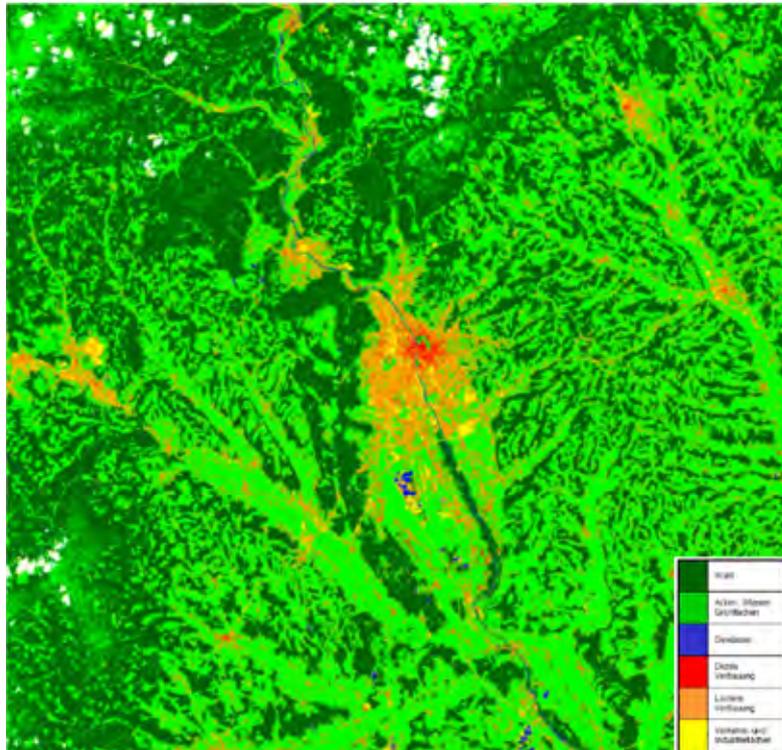
Die nun berechnete Temperatur spiegelt jene der unterschiedlichen Oberflächen wider und liegt im Bereich von 10,0 bis 23,1 $^{\circ}\text{C}$. Für klimageographische Fragestellungen ist die Umrechnung von Strahlungs- in Oberflächentemperaturen nicht zwingend notwendig, da eine Darstellung relativer Werte durch ein Grauwertbild für die Analyse der Verteilung von Temperaturmustern ausreichend ist.

Bodenbedeckungskarte: Um eine Interpretation der Strahlungstemperatur zu ermöglichen, wurde zusätzlich eine Bodenbedeckungskarte generiert. Dabei findet eine Unterteilung des Untersuchungsgebiets in folgende sechs Klassen statt:

- Wasserflächen
- Wald
- Grün-, Acker- und Wiesenflächen
- dichte städtische Verbauung
- lockere (städtische) Verbauung
- Verkehrs- und Industrieflächen

Abbildung 56 zeigt die Bodenbedeckung im Untersuchungsgebiet. Das Ergebnis deckt sich in guter Näherung mit einer visuellen Interpretation.

Abbildung 56: Bodenbedeckungskarte des Untersuchungsgebiets



Einbeziehung zusätzlicher Daten: Die thermale Bildaufnahme ist ein mögliches Instrument der Untersuchung von klimageographischen Fragestellungen. Jedoch ist ihre Aussagefähigkeit bzw. die Interpretation der gewonnenen Daten nur im Zusammenhang mit weiteren Parametern, Analysen und Datenmaterialien sinnvoll. Die Meteorologie liefert in dieser Beziehung wichtige Zahlen, da sie die Temperatur direkt am Boden messen kann bzw. auf ein breites Netz an Messstationen zurückgreift. In-situ-Messungen der Lufttemperatur, Windverhältnisse, des Luftdrucks sowie der Luftfeuchtigkeit sind ebenfalls ein wichtiges Instrument.

Eine zusätzliche Informationsquelle stellen Messungen mit einem sogenannten Bandstrahlungs-pyrometer dar. Dieses Gerät misst die von einem Objekt ausgesendete Strahlung in einem Spektralbereich von ca. 8 bis 20 μm . Der Pyrometer ermöglicht eine Kontrolle der vom Satellitensensor berechneten Strahlungstemperatur mit Hilfe von thermalen Passpunkten. Diese In-situ-Messungen werden häufig an Gewässern durchgeführt. Gewässer, besonders Flüsse, reagieren thermal sehr träge, d. h., dass die Oberflächentemperatur sich im Laufe eines Tages nur geringfügig ändert. Der Pyrometer zeigt punktuell die Oberflächentemperatur des gemessenen Objektes bzw. der gemessenen Oberfläche an und gibt somit Aufschluss über die Abweichung zwischen gemessener Strahlungstemperatur am Boden und aufgezeichneter Temperatur vom Satellitensensor. Laut WENG (2009, S. 339) gestaltet sich die Generierung re-

präsentativer thermaler Passpunkte für stadtklimatologische Analysen schwierig. Begründet wird dies durch die Komplexität der städtischen Strukturen. Außerdem stellen In-situ-Messungen meist nur eine tägliche Variabilität der Temperaturen dar und nicht eine saisonale oder langjährige.

Information über womöglich herrschende Inversionswetterlagen geben Sondenaufstiege, welche ein vertikales Profil der Atmosphäre erstellen. Ihre Miteinbeziehung in die Analyse der Thermalaufnahme ermöglicht bestimmte Temperaturanomalien besser sichtbar zu machen sowie deren Magnitude und geographische Ausbreitung festzustellen. **Abbildung 57** zeigt einen Sondenaufstieg vom 20. August 2000.

Ohne die Einbeziehung meteorologischer Messdaten sowie In-situ-Messungen besteht bei satellitengenerierten Strahlungstemperaturkarten mit großer Wahrscheinlichkeit eine hohe Fehleranfälligkeit und gefährdet somit eine verlässliche Aussage bzw. Interpretation von verschiedenen Parametern. Des Weiteren spielt die Bodenbedeckung eine entscheidende Rolle. Die unterschiedliche Emissivität einzelner Oberflächen wirkt sich auch auf die Darstellung der Strahlungstemperatur aus. Oberflächen mit hohem Reflexionsgrad erzeugen dementsprechend höhere Strahlungstemperaturwerte, jene mit geringem Reflexionsgrad hingegen bewirken u. a., dass im Bild sogenannte „kalte oder schwarze Flecken“ auftauchen. Speziell Oberflächen aus Metall wie z. B. Aluminium, Blech oder Kupfer können aufgrund ihres niedrigen Emissionsgrades solche Flecken in der Darstellung erzeugen. Am Beispiel des Untersuchungsgebiets lässt sich dies exemplarisch im Südosten des Grazer Stadtgebietes darstellen. Ohne die Generierung einer Bodenbedeckungskarte bzw. ohne vorhandene Kenntnis über die landschaftliche Nutzung der Oberfläche sind Interpretationen der Strahlungstemperatur nicht aussagekräftig und führen zu Fehldarstellungen. Als wichtige Informationsquelle dient auch die Landnutzungsklassifizierung des CORINE-Programms (Coordination of Information on the Environment). Die EU-weit einheitliche Klassifizierung ermöglicht einen besseren Vergleich von Daten untereinander und gewährt einen detaillierten Einblick in die Nutzung der Erdoberfläche. Somit findet sie auch für klimageographische Fragestellungen Verwendung.

Einbindung von MODIS-Aufnahmen

Die Daten des MODIS-Radiometers können von der Homepage des „Land Processes Distributed Active Archive Center“ (LP DAAC) <https://lpdaac.usgs.gov/> bezogen werden. Der verwendete Datensatz wird unter dem Begriff „MOD11A1“ bzw. „MODIS LST Night 1 km“ zusammengefasst. Er deckt ein Gebiet von 1100 mal 1100 Kilometern mit einer räumlichen Auflösung von einem Kilometer im Nadir ab. Die verwendete Szene stammt vom 1. August 2003.

Vergleich zwischen LANDSAT- und MODIS-Daten: Um das Potenzial einer LANDSAT-Thermal-Nachtaufnahme darstellen zu können, wurde ebenfalls eine MODIS-Thermal-Nachtaufnahme untersucht. Sie verfügt über eine räumliche Auflösung von einem Kilometer im Nadir und stammt vom 1. August 2003. Laut ZAMG (2010) herrschte zu diesem Zeitpunkt eine gradientenschwache Wetterlage mit geringen Druckunterschieden über Mitteleuropa. Feuchtlabile Luft lagerte über Österreich und der Tag verlief eher bewölkt mit lokalen Schauern oder Strichregen bei maximal 19 bis 31 °C.

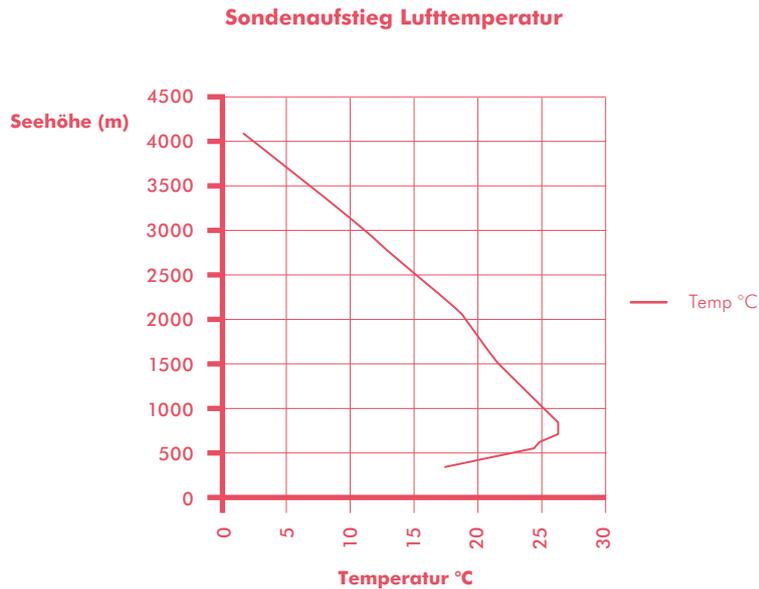
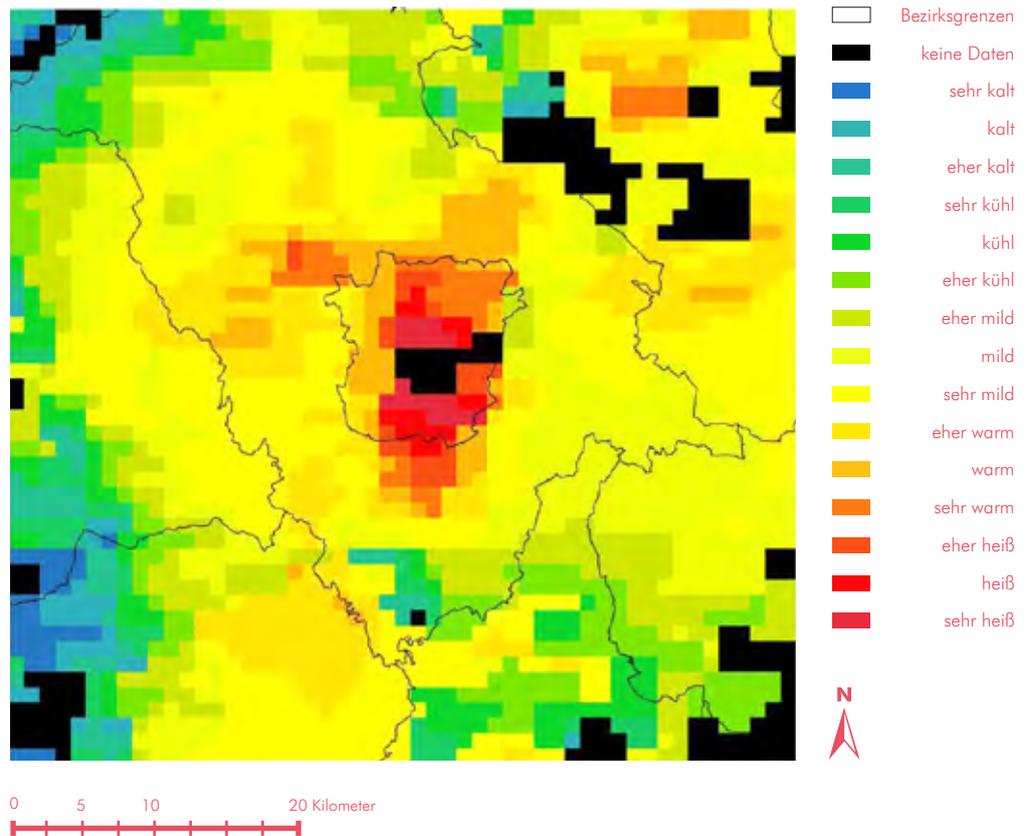


Abbildung 57:
Sondenaufstieg
vom 20. August

Die MODIS-Daten wurden zu Beginn einer atmosphärischen Korrektur unterzogen und anschließend das Untersuchungsgebiet in 16 Klassen eingeteilt. Das Stadtgebiet von Graz wurde in 8 Klassen unterteilt. Auf die Umrechnung der Grauwerte in Strahlungstemperaturwerte wurde verzichtet, da erstens keine meteorologischen Messdaten über diesen Zeitpunkt zur Verfügung stehen und zweitens eine Temperaturdarstellung bei einer räumlichen Auflösung von einem Kilometer bei der geringen Größe des Untersuchungsgebietes als wenig sinnvoll erachtet wird. Außerdem gestaltet sich die Umrechnung der Grauwerte in Temperaturwerte als schwierig. Primär soll aus der visuellen Interpretation die Temperaturdifferenz zwischen Stadt und dem Umland ersichtlich werden und das Potenzial einer LANDSAT-Thermal-Nachtaufnahme gegenüber den MODIS-Daten darstellen. Abbildung 58 zeigt die Darstellung des Untersuchungsgebietes mit assoziativen Farben. Die visuelle Interpretation der Daten zeigt, dass das Stadtgebiet von Graz eine Erwärmung gegenüber seinem Umland aufweist. Die Temperaturen innerhalb des Stadtgebietes sind die höchsten im gesamten Untersuchungsgebiet. Kühlere Regionen sind die Gleinalm sowie an der Grenze zu Kärnten. Schwarze Flecken im Bild sind eventuell zurückzuführen auf mögliche Bewölkung. Sie stören das Bild, da auch mitten im Grazer Stadtgebiet ein solcher schwarzer Fleck vorhanden ist.

Die räumliche Auflösung von einem Kilometer lässt keine Rückschlüsse auf kleinräumige Temperaturunterschiede zu. Lokale Kaltluftseen oder Windsysteme sind nicht mehr erkennbar und zeigen somit deutlich das Potenzial der LANDSAT-Thermal-Nachtaufnahme gegenüber dieser MODIS-Thermal-Nachtaufnahme.

Abbildung 58:
Untersuchungsgebiet
MODIS-Thermaldaten



5. VERGLEICHENDE ANALYSE DER THERMALBEFLIEGUNGEN 1986 – 1996 – 2004 – 2011

5.1 DATENGRUNDLAGEN

Die Befliegung des Grazer Stadtgebietes mit Thermalscannersystemen ist ein Unterfangen, welches mittlerweile einen beeindruckenden Zeitraum abdeckt. Der Datenbestand, welcher in Abbildung 1 näher beschrieben ist, bildet die Basis dieser Arbeit.

Abbildung 1:
Datenbestand

Aufnahmezeit	1986	1996	2004	2011
Sensor	DAEDALUS	DAEDALUS	DAEDALUS	TABI 1800
Vormittag	X			
Mittag	X	X	X	
Nacht	X			X

Die Aufgabenstellung liegt nun in der Erstellung einer vergleichenden Analyse der einzelnen Datensätze. Bevor diese Herausforderung in Angriff genommen werden kann, muss zu Beginn eine kritische Durchsicht des Datenbestandes erfolgen.

FOLGENDE PUNKTE WURDEN BEI DIESER UNTERSUCHUNG ÜBERPRÜFT:

Genauigkeit der geometrischen Entzerrung

Projektion der einzelnen Befliegungen

Abdeckung des Stadtgebietes (Datenlücken)

Radiometrische Qualität

Verzerrungen

Geometrische Auflösung

Aufnahmedatum

Thermalscannerbefliegung 1986: Die Befliegung von 1986 bildet auf Grund der Chronologie den Ausgangsdatensatz der vergleichenden Analyse. Wie in Abbildung 1 ersichtlich, ist der Datensatz aus diesem Jahr der einzige, welcher über eine „komplette“ tageszeitliche Abdeckung verfügt. Die Untersuchung der Daten auf Basis der 6 Punkte der oben beschriebenen Aufzählung ergab einige Problembereiche. Die größte Schwierigkeit stellt die bereits in diesem Datensatz auftretende Inhomogenität der geometrischen Entzerrung dar. Besonders offensichtlich treten diese Effekte an Hängen auf. Auch innerhalb der mittelalterlichen und gründerzeitlichen Verbauung sind diese Lagefehler deutlich sichtbar, weiters bietet auch die Mur eine gute Möglichkeit diese Effekte zu erkennen. Auch der Vergleich zur DAEDALUS-Befliegung 2004 und dem UltraCam-Orthophotomosaik von 2007 zeigt diese Problematik. Der Datenbestand lag in der Gauss-Krüger-Projektion-M34, mit dem geodätischen Datum MGI Hermannskogel vor. Die vollständige Abdeckung des Stadtgebietes ist für die Mittagsaufnahme nicht gegeben (Abbildung 2). Die radiometrische Qualität ist als durchgehend sehr gut zu bewerten.

Abbildung 2:
Datenlücken Mittags-
situation 1986



Als weiterer negativer Faktor fallen die Verzerrungen in den Daten auf, welche im Rahmen der Entzerrung offensichtlich nicht behoben werden konnten. Weiters weisen die Morgen- und Nachtsituation ein teilweise deutliches West-Ost-Striping auf.

Abbildung 3:
Verzerrungen im
südlichen Bereich
des Hauptbahnhofes
(Morgensituation)



Abbildung 4:
Striping (Morgensituation)



Diese Tatsachen sind aber nicht auf mangelnde Sorgfalt bei der Entzerrung zurückzuführen, sondern auf die Datenausgangssituation (bei der Befliegung kein GPS+INS). Die geometrische Auflösung der drei Datensätze liegt bei 5 Metern. Aufgenommen wurde am

02.10.1986, 21:57–23:32 Nachtsituation

03.10.1986, 05:05–06:28 Morgensituation

03.10.1986, 12:47–14:20 Mittagsituation

Thermalscannerbefliegung 1996: Auf Grund der Tatsache, dass für die Befliegung von 1996 keine Oberflächentemperaturdaten als Referenzdaten zur Verfügung standen, wurde auf die Verwendung des Datensatzes von 1996 verzichtet. Zudem wurden die Originalwerte des thermalen Kanals verändert und für eine optimale Darstellung gespreizt. Dadurch ist es unmöglich, klimatologische Aussagen zu treffen.

Thermalsscannerbefliegung 2004: Die Befliegung von 2004 stellt die aktuellste Variante einer Thermalsscannerbefliegung für die Mittagssituation dar. Somit ergibt sich eine Zeitspanne für die Vergleichbarkeit von 18 Jahren. Die Genauigkeit der geometrischen Entzerrung ist als sehr gut zu bezeichnen. Als Referenz kam ein Orthofotomosaik der UltraCam-Befliegung von 2007 zum Einsatz. Der Datenbestand lag in der Gauss-Krüger-Projektion-M34, mit dem Geodätischen Datum MGI Hermannskogel vor.

Abbildung 5:
Datenlücken 2004,
Mittagssituation

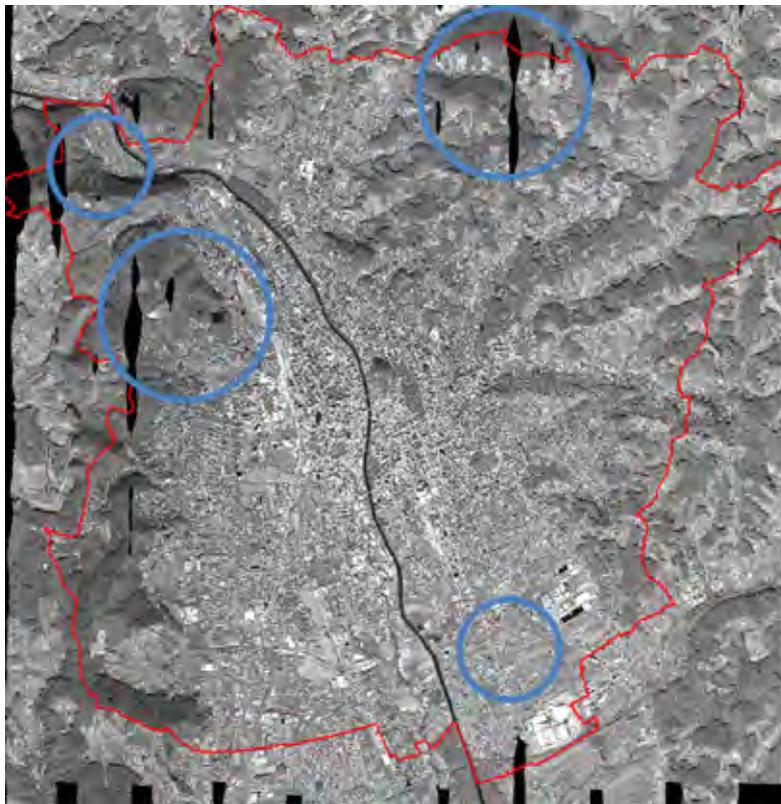


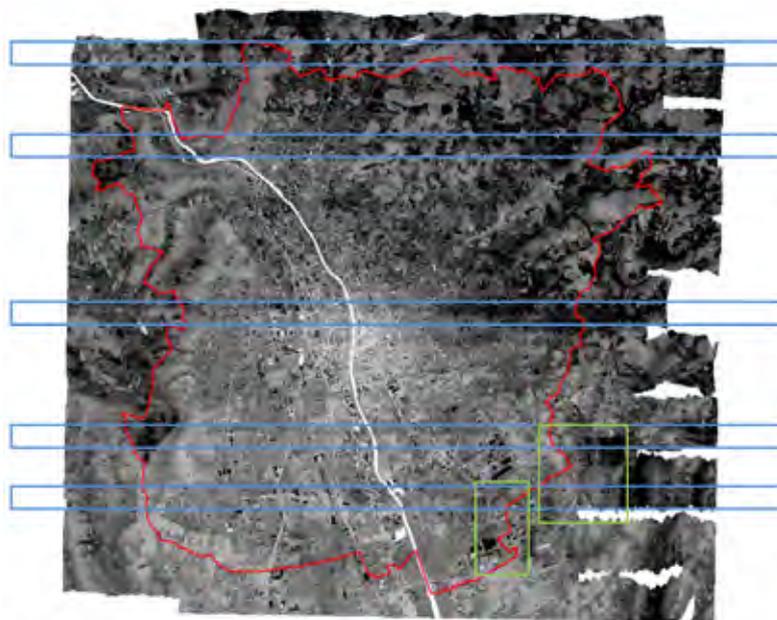
Abbildung 5 veranschaulicht die markanten Datenlücken mit Nord-Süd-Ausrichtung. Radiometrisch betrachtet sind die Daten von 2004 auf einem sehr guten Niveau. Auch Verzerrungen oder Striping-Effekte sind nicht vorhanden. Die geometrische Auflösung liegt bei 1 Meter. Aufgenommen wurde am 24.10.2004, 12:02–14:15.

Thermalscannerbefliegung 2011: Im Unterschied zu den restlichen Befliegungen kam 2011 ein neuer Sensor (TAB1 1800 Thermal Airborne Broadband Imager) zum Einsatz. Die Genauigkeit der geometrischen Entzerrung ist als sehr gut zu bezeichnen. Als Referenz dient auch für diesen Vergleich das UltraCam-Orthofotomosaik von 2007. Die Abdeckung des Stadtgebietes konnte flächendeckend erfüllt werden. Die Untersuchung der radiometrischen Qualität brachte einige Problemstellen ans Licht, welche in der Folge genauer beschrieben werden.

1. Sichtbare Cutlines (verlaufen jeweils in der Mitte der blauen Box)

2. Striping Effekte in homogenen Flächen (grüne Box)

Abbildung 6:
Radiometrie Problem-
bereiche



Auf Grund dieser Fehler wurden die von der Firma AVT gelieferten Flugstreifen einzeln untersucht. So konnte ausgeschlossen werden, dass die Fehler bei der Erstellung des Mosaiks entstanden sind. Des Weiteren wurde auch der Überlappungsbereich der Flugstreifen untersucht. Die Basisüberlegung für diese Überprüfung war, dass in einem optimalen Szenario mit perfekt radiometrisch kalibrierten Flugstreifen (X und Y) die Subtraktion des Überlappungsbereiches den Wert Null erreichen müsste.

Ausgehend von diesem optimalen Szenario ist natürlich zu erwähnen, dass der zu erwartende Wert sich gegen null einstellen sollte, aber wahrscheinlich nicht null selbst erreicht. Bezogen auf das gesamte Stadtgebiet wären hier Werte von $\pm 0,45$ K (Kelvin) schon die obere Grenze des Toleranzbereiches.

FÜR DIESE UNTERSUCHUNG WURDE FOLGENDER WORKFLOW ANGEWANDT:

Import der gelieferten Flugstreifen (.hdr zu .img)

Subtraktion der Bildstreifen

Teilausschnitt des Überlappungsbereiches

Klassifikation

Abbildung 7:
Temperaturdifferenzen der Überlappungsbereiche in Kelvin

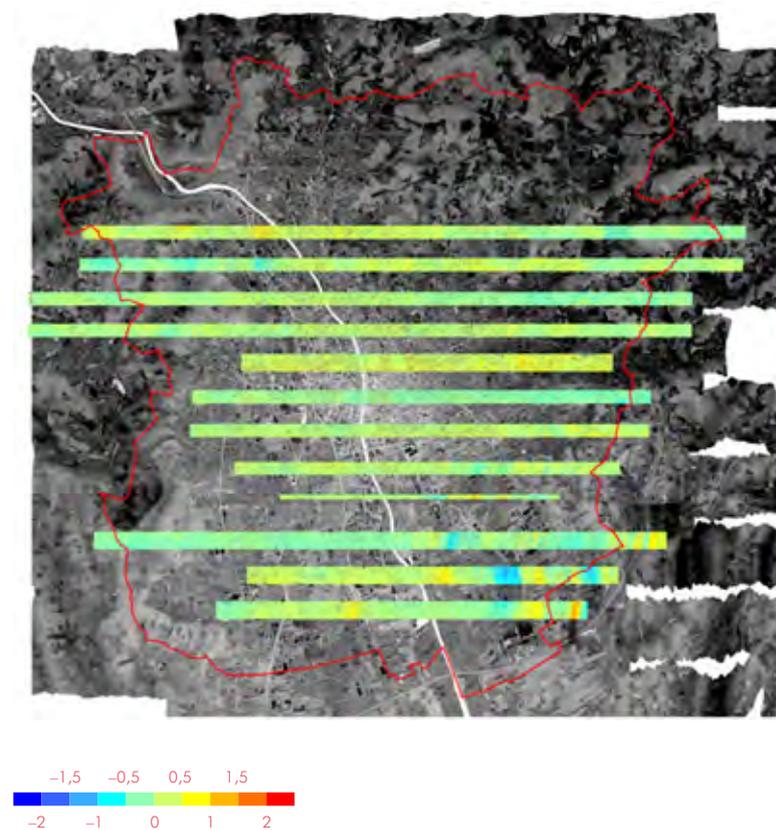
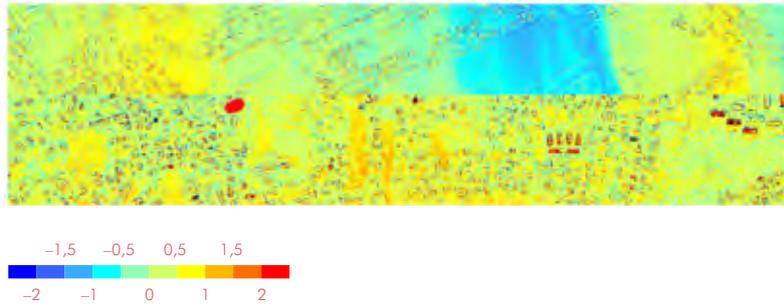


Abbildung 7 zeigt eindeutig, dass diese Werte in vielen Bereichen nicht erreicht werden. Abbildung 8 zeigt zwei Überlappungsbereiche im Detail.

Abbildung 8:
Temperaturdifferenzen der Überlappungsbereiche im Detail in Kelvin



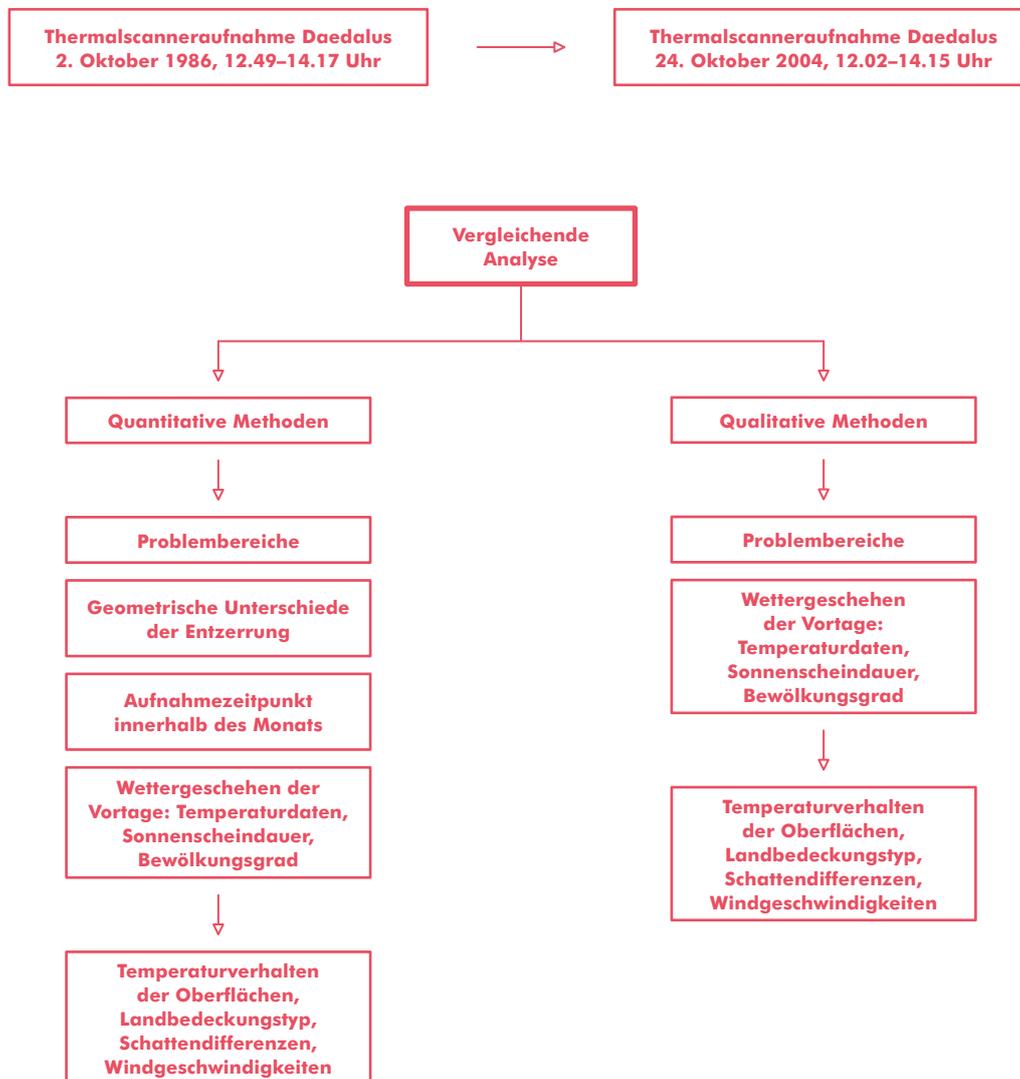
Diese radiometrischen Fehler haben somit sehr große Auswirkung auf die Verwendbarkeit der Daten. So sind zum Beispiel Ableitungen aus den Daten, welche zu Aussagen über das gesamte Stadtgebiet liefern sollen, nicht zulässig. Die Darstellung der Temperaturwerte in einer Karte für das Stadtgebiet ist zwar möglich, verlangt aber vom Kartennutzer, die eben beschriebenen Fakten beim Betrachten bzw. bei der Interpretation dringlichst zu beachten. Der Datenbestand lag in der Gauss-Krüger-Projektion-M34, mit dem geodätischen Datum MGI Hermannskogel vor. Die geometrische Auflösung liegt bei 0,6 Meter. Aufgenommen wurde am 20.12.2012, 18:52–20:51.

5.2 MÖGLICHKEITEN DER VERGLEICHBARKEIT

Nachdem das komplette Datenmaterial hinsichtlich der 7 Punkte untersucht wurde, muss nun überlegt werden, welche Vergleiche möglich und zulässig sind

und auch welche Methoden zum Einsatz kommen sollen. Einen Teil dieser Überlegungen zeigt Abbildung 9.

Abbildung 9:
Vergleichbarkeit



In dieser schematischen Darstellung sind Überlegungen zur Methodik und die Problembereiche für einen Vergleich der Mittagssituation von 1986 und 2004 visualisiert. Speziell zu erwähnen ist hier die Tatsache, dass sich diese beiden Datensätze auf Grund des Aufnahmedatums noch am besten für einen Vergleich eignen. Die Auflistung der Problembereiche zeigt deutlich, wie komplex die Zusammenhänge sind, welche in Anschluss beschrieben werden.

Die erste Aussage, die getroffen werden kann, ist jene, dass ein quantitativer Vergleich der Datensätze nicht zulässig ist. Der primäre Grund ist die Tatsache, dass die geometrische Entzerrung des Bildmaterials von 1986 nicht gut genug mit den Daten von 2004 übereinstimmt. Diese Problematik verhindert sowohl einen Vergleich auf pixelbasierten Methoden wie auch die Verwendung von objektbasierten Ansätzen. Weiters müssten für eine quantitative Analyse auch meteorologische Gesichtspunkte Berücksichtigung finden. Dies zu modellieren wäre sehr zeitintensiv, aber prinzipiell möglich. Dennoch stünde einer quantitativen Analyse dann noch immer die mangelhafte Georeferenzierung der Daten von 1986 im Weg. Nachdem für diese Überlegung der vom Aufnahmezeitpunkt am besten zueinander passende Datensatz gewählt wurde (2. Oktober 1986 zu 24. Oktober 2004), ist noch zu ergänzen, dass die Vergleichbarkeit mit quantitativen Methoden der Nachtszenen von 1986 und 2011 als noch geringer eingestuft werden muss.

Von diesen Tatsachen ausgehend war ein Vergleich auf qualitativer Ebene die einzige Alternative. Wobei auch hier die Interpretation der Daten unter strenger Berücksichtigung der für den quantitativen Fall bereits beschriebenen Faktoren erfolgen muss.

Methodik: Grundsätzlich wurde ein objektbasierter Ansatz realisiert. Dies bedeutet eine Zusammenfassung von Pixelwerten zu Polygonshapes. Die Auswahl dieser Methodik erleichtert die weitere Verarbeitung der Daten im Rahmen von etwaigen Analysen. Weiters ist es auch möglich, sinnvollere Generalisierungen

durchzuführen, womit sich zum Beispiel Effekte wie die Ausdehnung von Wärmeinseln einfach darstellen lassen. Softwareseitig wurden die Programme Arc Gis 10, Erdas Imagine und Ecognition Developer 8.0 verwendet.

Workflow: Nachdem der Datensatz von 1986 als Basis für die Vergleiche zu den Daten von 2004 (Mittag) und 2011 (Nacht) dient, wurde dessen Auflösung von 5 Metern auch für die Datensätze 2004 und 2011 übernommen. Somit konnte eine die geometrische Auflösung betreffend einheitliche Basis geschaffen werden. Für die Darstellung innerhalb eines Kartenwerkes, welches die gesamte Stadtfläche darstellt, ist diese Auflösung leicht ausreichend. Vor allem unter dem Aspekt der weiteren Generalisierung. Diese Basisdaten wurden im Anschluss mit dem Programm Ecognition Developer segmentiert (Erstellung der Polygone). Dies geschah in zweistufiger Art und Weise. Die erste Stufe stellt eine sehr feine Segmentierung dar, während die zweite Stufe eine wesentlich gröbere Segmentierung aufweist. Diese Polygone, welche bei diesen Segmentierungen entstanden sind, wurden im Anschluss als Esri Shape File exportiert. Sie behalten nun als Hauptinformation einen Temperaturmittelwert aller Pixel, die sich innerhalb des Polygons befanden, in ihrer Attributtabelle. Für die anstehenden Vergleiche wurde die Klassifikation in 10 Klassen durchgeführt, wobei das Hauptaugenmerk beim Erstellen der Schwellwerte auf eine möglichst gute Darstellung des Datensatzes gelegt wurde. Dabei wurde auch deutlich, dass 10 Klassen als ausreichend zu betrachten sind. Es sei an dieser Stelle noch einmal auf das Ausdrücklichste darauf hingewiesen, dass ein Vergleich der Datensätze untereinander aufgrund der unterschiedlichen Datensätze, Befliegungszeitpunkte, meteorologischen Verhältnisse und radiometrischen Fehler nicht ohne Weiteres zulässig ist. Am ehesten sinnvoll erscheint ein Vergleich der Temperaturverhältnisse mit einer groben ganzheitlichen Betrachtungsweise.

5.3 VERGLEICHENDE ANALYSE DER ERGEBNISSE 1986 BIS 2011

5.3.1 VERGLEICH NACHTAUFNAHMEN 1986 – 2011

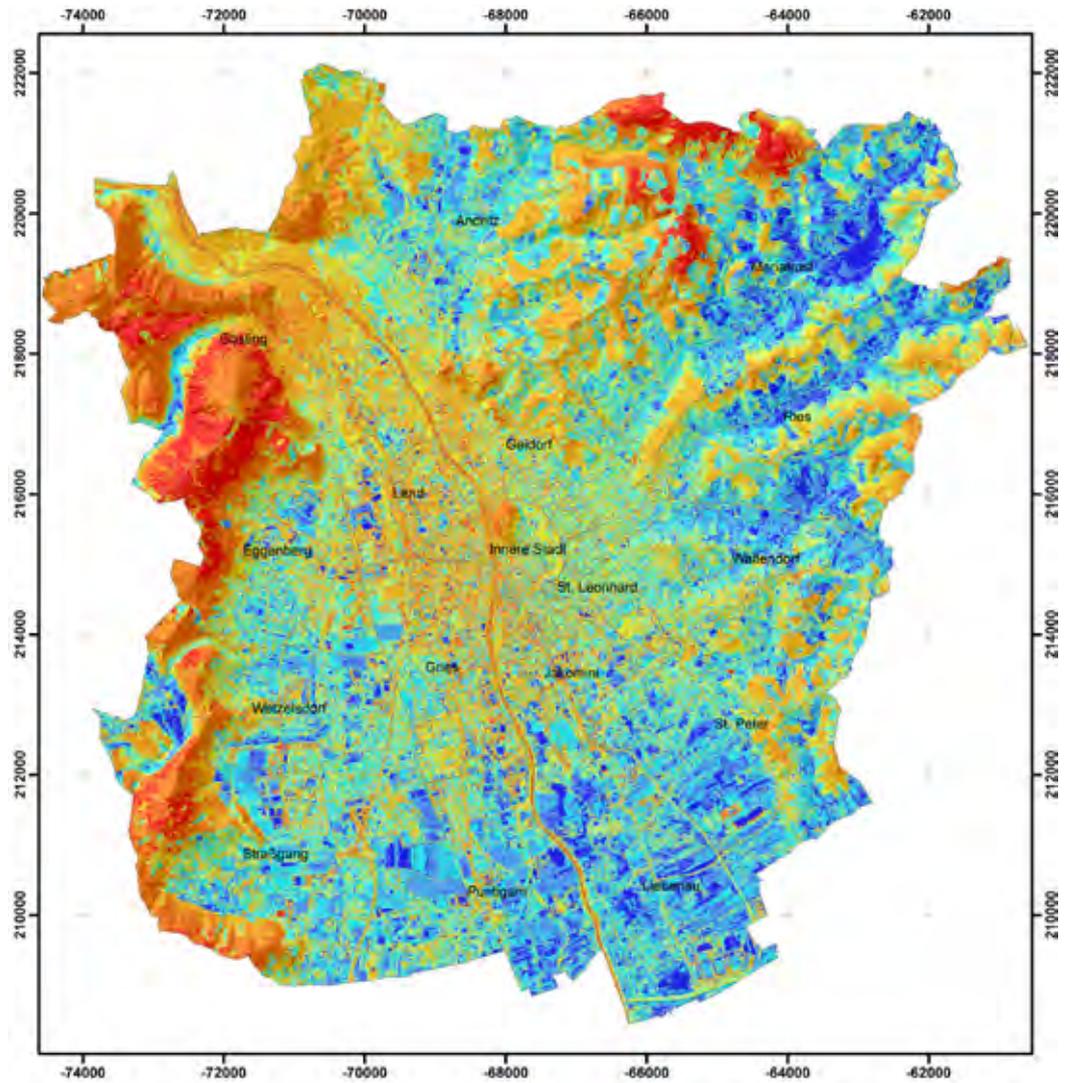
Bereits auf den ersten Blick fallen die unterschiedlichen Wetterlagen zwischen 1986 und 2011 auf. Während die Aufnahme von 1986 von einer deutlichen Inversionslage dominiert wird, ist dieses Phänomen 2011 wesentlich schwächer ausgeprägt. Verwendet man nun die oben erwähnte ganzheitliche Betrachtung, dann fällt weiters auf, dass die Seitentäler im Osten von Graz auch 2011 kühler sind als der Stadtkern. Eine Art Übergangszone stellt zu beiden Zeitpunkten die gründerzeitliche Verbauung der Bezirke Geidorf und St. Leonhard dar. Vergleicht man nun das Temperaturverhältnis der Seitentäler mit den Ackerflächen im Süden von Graz, dann lässt sich festhalten, dass dieses Verhältnis sich 1986 als sehr ähnlich darstellt. Die Situation stellt sich 2011 erheblich anders dar. Hier sind die Ackerflächen im Süden wärmer als die Seitentäler. Im Besonderen betrifft dies die Bezirke Straßgang, Puntigam, Liebenau und Teile von St. Peter sowie Wetzelsdorf. Für die Abschätzung der Ausbreitung der Wärmeinsel ist eine Generalisierung der Datenstruktur von Vorteil. Diese wurde durch die zuvor bereits beschriebene gröbere Segmentierung erreicht. Im Vergleich der beiden Befliegungen fallen die unterschiedlichen Positionen des Wärmeineleffektes auf. Während sich der wärmste Teil 1986 noch recht gleichmäßig westlich und östlich der Mur in den Bezirken Innere Stadt, Jakomini, Lend, Gries und Geidorf erstreckt, liegen 2011 die Flächen zu größeren Teilen östlich der Mur in den Bezirken Innere Stadt, Jakomini, Gries und in sehr geringem Maße auch St. Leonhard. Die maximalen Temperaturdifferenzen zwischen der Wärmeinsel und den kühlestern Teilen (Seitentäler im Osten) des Stadtgebietes liegen sowohl 2011 wie auch 1986 bei etwa 10 °C.

Bei der Interpretation der Nachtaufnahmen von 1986 und 2011 ist auf die unterschiedliche Legende zu achten, welche zwar die gleiche Farbpalette verwendet, aber sich in den Temperaturschwellwerten deutlichst unterscheidet.

Abbildung 10:
Oberflächentem-
peratur 1986 (Nacht),
Segmentgröße 3

Oberflächentemperatur Graz

Nachtflug, Segmentgröße 3



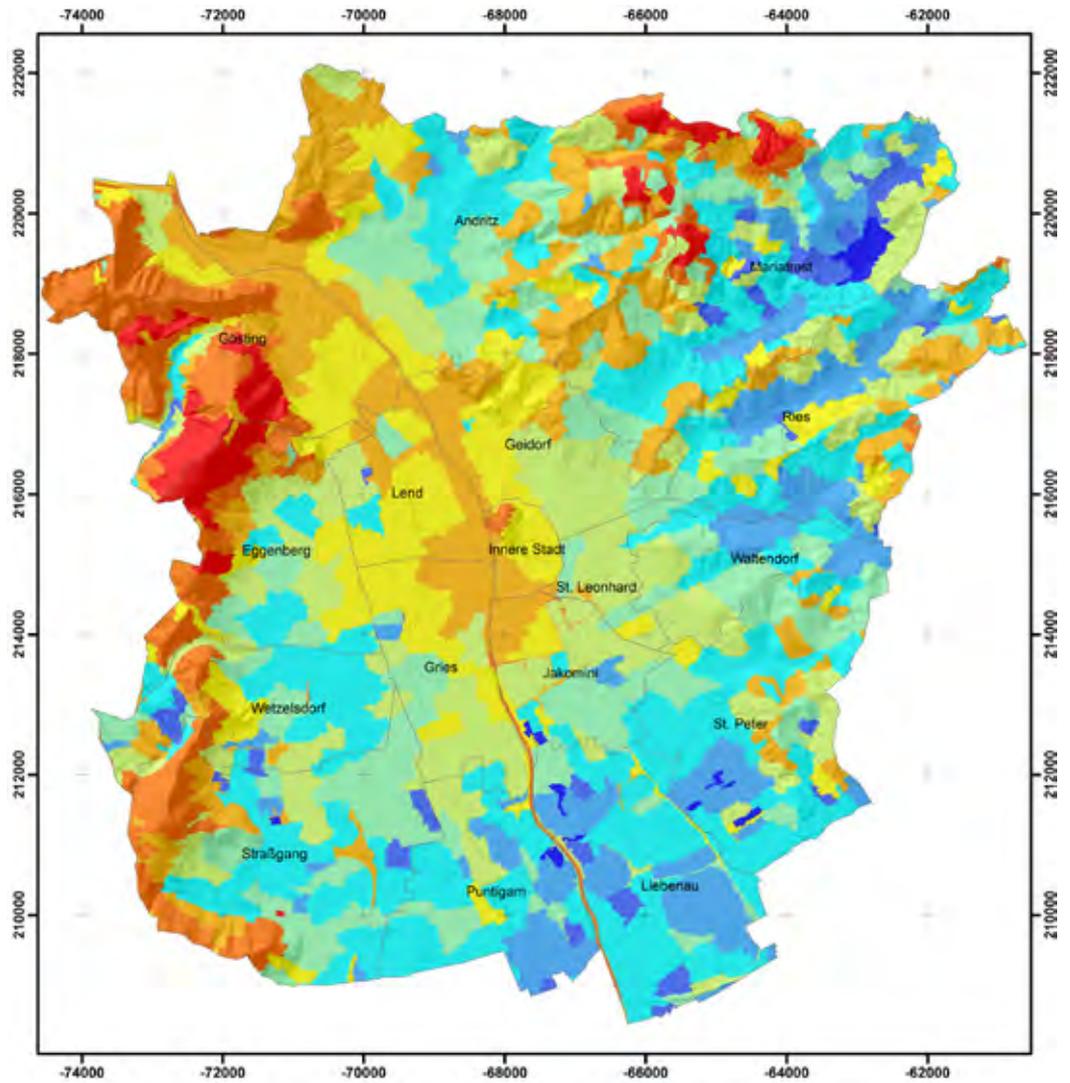
Temperaturangaben in °C



Abbildung 11:
Oberflächentem-
peratur 1986 (Nacht),
Segmentgröße 25

Oberflächentemperatur Graz 1986

Nachtflug, Segmentgröße 25



Temperaturangaben in °C



5.3.2 VERGLEICH DER MITTAGSAUFNAHMEN 1986 UND 2004

Für den Vergleich der Mittagsaufnahmen von 1986 und 2004 war es möglich, auf Grund des ähnlichen Befliegungszeitpunktes innerhalb des Monats und innerhalb des Tages die gleichen Temperaturschwellwerte und die gleiche Farbpalette zu verwenden. Abgesehen von den generell etwas höheren Oberflächentemperaturen 1986 sind die Verhältnisse aber ähnlicher, als dies bei den nächtlichen Befliegungen der Fall war. Ein Unterschied, welcher besonders bei den Karten mit der Segmentgröße 3 zu Tage tritt, ist die deutlich stärkere Erwärmung der Dachflächen 1986.

DIESER UNTERSCHIED LÄSST SICH VERMUTLICH AUF 2 GRÜNDE ZURÜCKFÜHREN

Geringerer Strahlungsinput 2004 (22 Tage späterer Aufnahmezeitpunkt)

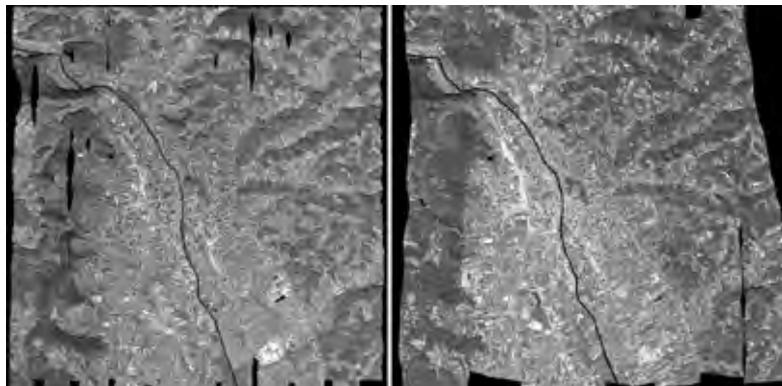
Wetterlage der Vortage 1986 wahrscheinlich günstiger
(längere Sonnenscheindauer)

Besonders deutlich werden diese Unterschiede in den Bezirken Innere Stadt, Lend, St. Leonhard und Geidorf.

Der Effekt der Wärmeinsel ist 1986 deutlich stärker ausgeprägt, als dies 2004 der Fall war. 1986 sind besonders die Bezirke Gries, Lend, Innere Stadt und Jakomini von diesem Phänomen betroffen.

Nachdem die Daten der Befliegung des Mittagstermins in die jeweiligen Dateiformate importiert und der Arbeitsablauf mit Hilfe der oben genannten Informationen durchgeführt wurden, konnte erstmals eine Darstellung der scheinbaren Oberflächentemperaturen für den gesamten Befliegungszeitraum visualisiert und quantifiziert werden.

Abbildung 12:
Visueller Vergleich
der scheinbaren Ober-
flächentemperaturen
von 1986 (rechts)
und 2004 (links)



Bereits bei der ersten Betrachtung mit freiem Auge lässt sich aufgrund der Grauwertkodierung eine Differenzierung der Befliegungen zu Mittag 1986 und 2004 erkennen (Abbildung 12 u. 13). Prinzipiell erscheinen Bereiche der Abbildung von 1986 wärmer, was durch das gehäufte Auftreten von helleren Bildelementen repräsentiert wird. Man kann davon ausgehen, dass dies aufgrund des Tagesganges der Witterung und die unterschiedlichen Befliegungszeitpunkte (Anfang Oktober, Ende Oktober) zurückzuführen ist.

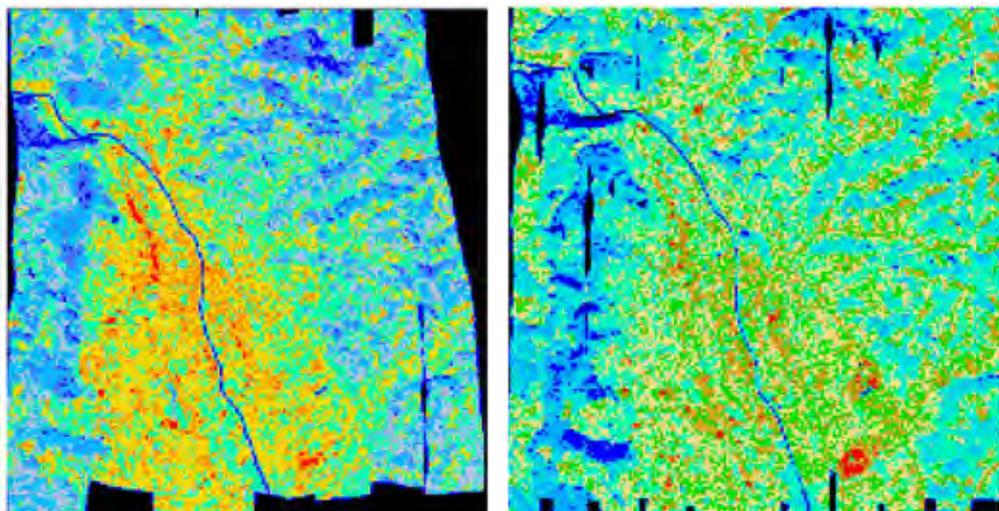
Die auf diesem Wege erstellten scheinbaren Oberflächentemperaturen wurden mit den Daten der Pyranometermessungen, welche zum gleichen Zeitpunkt der Befliegungen stattgefunden haben, verglichen. Vorzüglich handelte es sich bei den Messungen um verschiedene Arten der Bodenbedeckung im Bereich Vegetation, Versiegelte Flächen und Gewässer.

Der Vergleich der errechneten scheinbaren Oberflächentemperaturen mit den am Boden gemessenen zeigte eine mittlere Abweichung des Scanners von $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf. Diese Unterschiede weisen auf einen systematischen Temperaturunterschied hin, welcher bereits in mehreren Literaturquellen diskutiert wurde (siehe: Kaufmann 1989).

Im Speziellen wurden für diese Kalibrierung die gewonnenen Messdaten von Wassertemperaturen und Wasseroberflächentemperaturen verwendet.

Während man bei fließenden Oberflächengewässern davon ausgehen kann, dass aufgrund der hohen Durchmischung die Wassertemperatur auch der Oberflächentemperatur entspricht, muss für stehende Gewässer die Oberflächentemperatur gemessen werden, was im Zuge der Pyranometermessungen auch geschehen ist.

Abbildung 13:
Farbkodierte Darstellung der Mittagsflüge (Resampling 80m)



Mittagsflug, 1986

Mittagsflug, 2004

Abbildung 14:
Temperaturunterschied
zw. Mittagsflug 1986
und Mittagsflug 2004
(rot = wärmer,
blau = kälter)

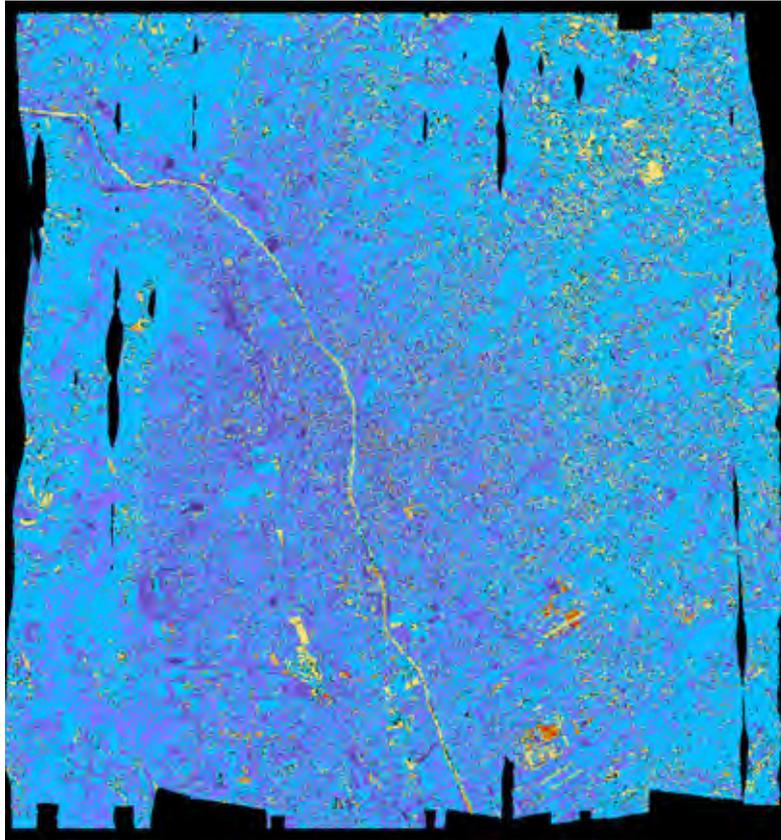


Abbildung 14 dokumentiert die Temperaturunterschiede zwischen den Mittagsflügen. Auffallend ist hier der generell kältere Tag 2004, die Differenzen betragen von einer Temperaturabnahme von 10 °K bis hin zu einer Temperaturzunahme von 15 °K. Eine deutliche Zunahme erfolgt in neu versiegelten Flächen, eine Abnahme hauptsächlich in ehemals versiegelten bzw. an mit offenem Boden versehenen Flächen. Abbildung 15 dokumentiert die Situation im Südosten von Graz. Hierbei ist auffällig, dass neu versiegelte Flächen besonders durch wärmere Temperaturstrukturen hervortreten, obwohl 2004 generell kältere Temperaturen als 1986 auftreten.

Abbildung 15:
Temperaturdifferenz-
karte des Mittagsfluges
(1986–2004) im
SE von Graz

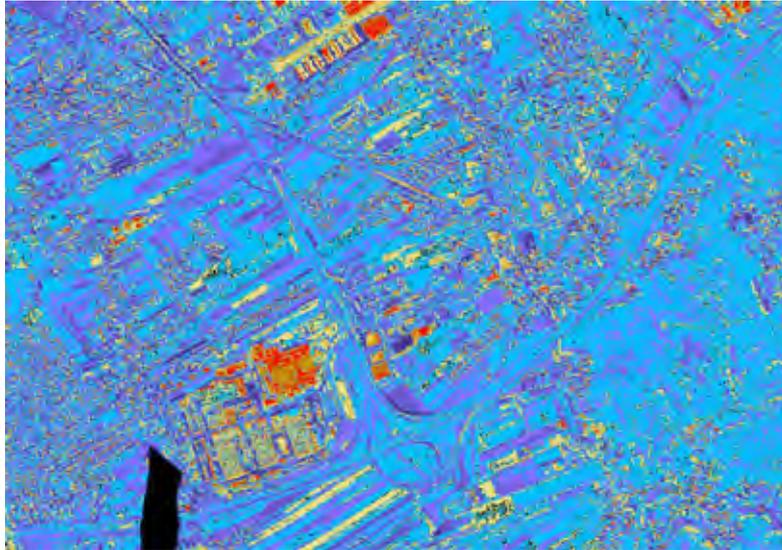
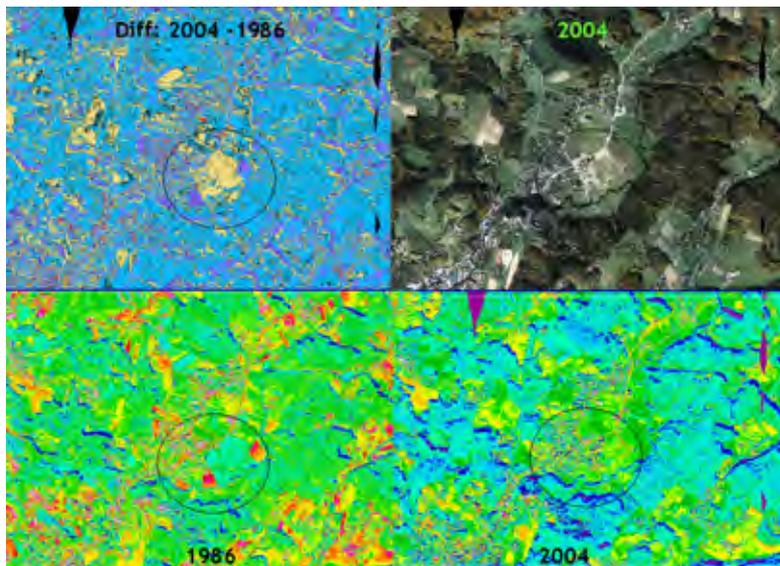
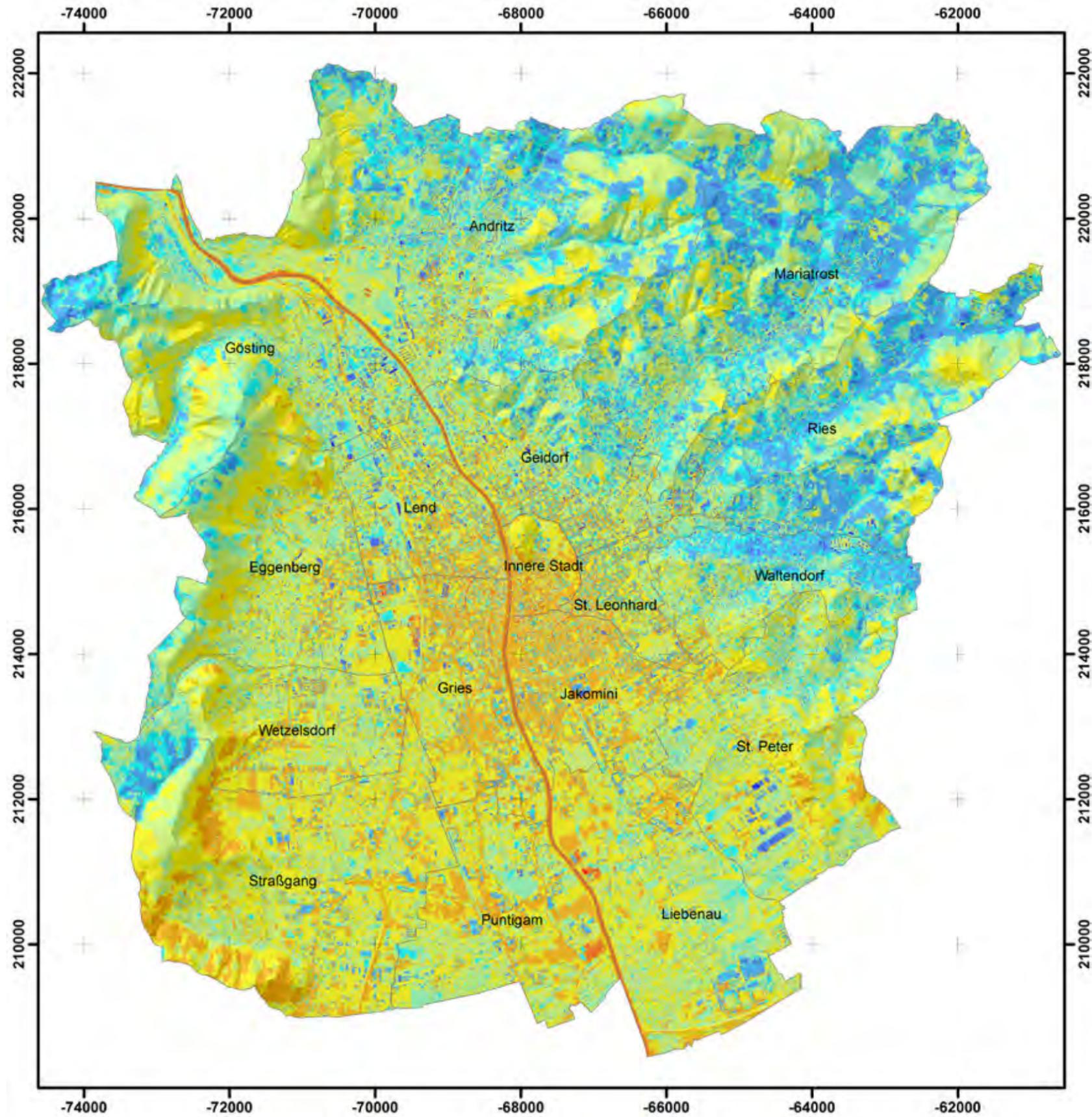


Abbildung 16 zeigt ein Beispiel aus dem Föllinger Becken, wo Verbauungstätigkeit zu generell zu wärmeren Temperaturstrukturen führt.

Abbildung 16:
Vergleich der mittäg-
lichen Temperatur-
verteilung im Föllinger
Becken





5. Vergleichende Analyse

Oberflächentemperatur Graz 2011

Datengrundlage: TABI 1800 Thermalscannerbefliegung vom 20.12.2012, (18:52–20:11)
Bodenauflösung 0,6 m
Digitales Geländemodell
Grazer Bezirke im SHP Format
Bearbeitung: M. Muick und W. Sulzer



Abbildung 17:
Oberflächentemperatur
2011

Temperaturangaben in °C

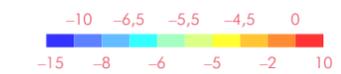


Abbildung 18:
Oberflächentemperatur
2011 (Segment 25)

Oberflächentemperatur Graz 2011

Nachtflug, Segmentgröße 25

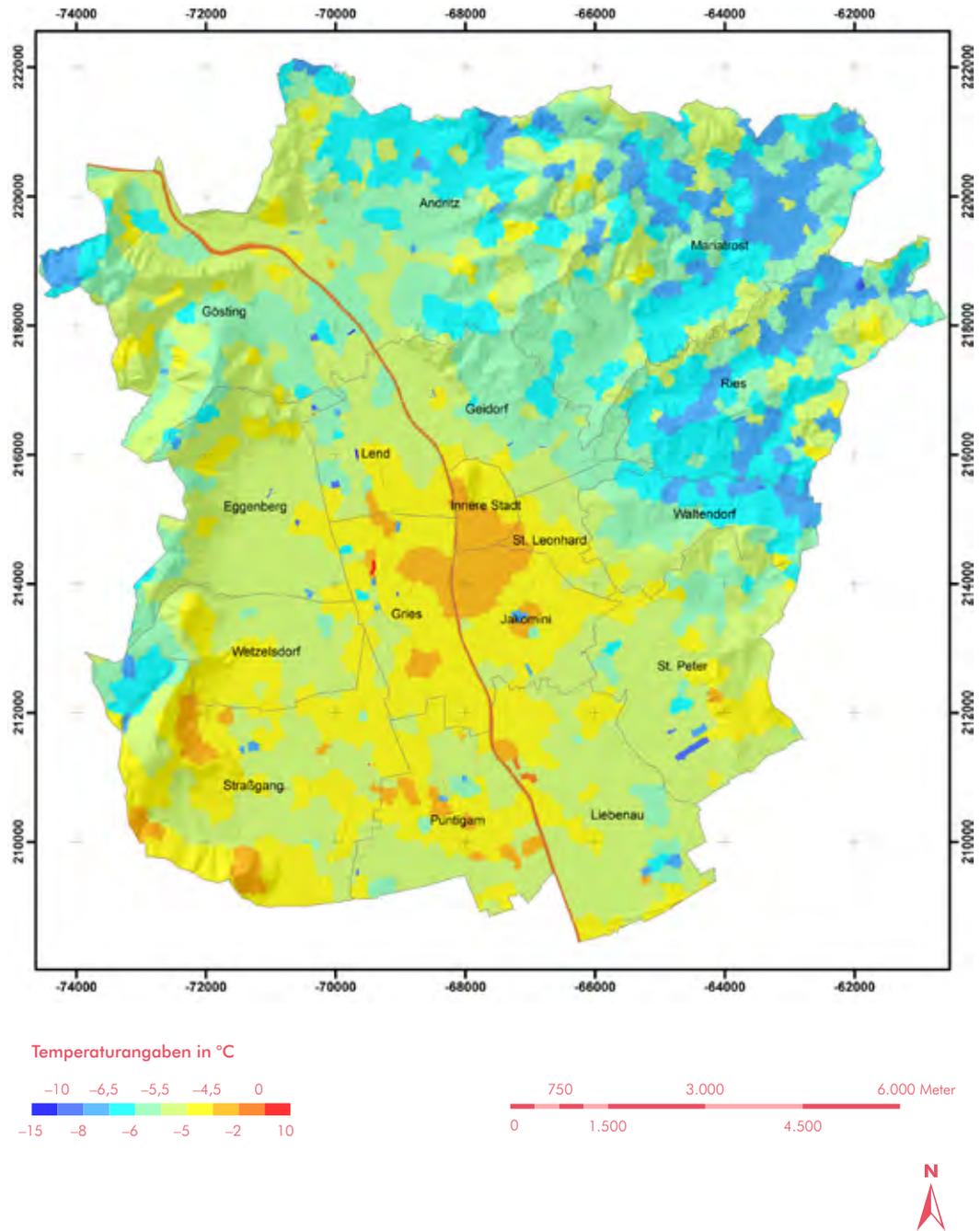
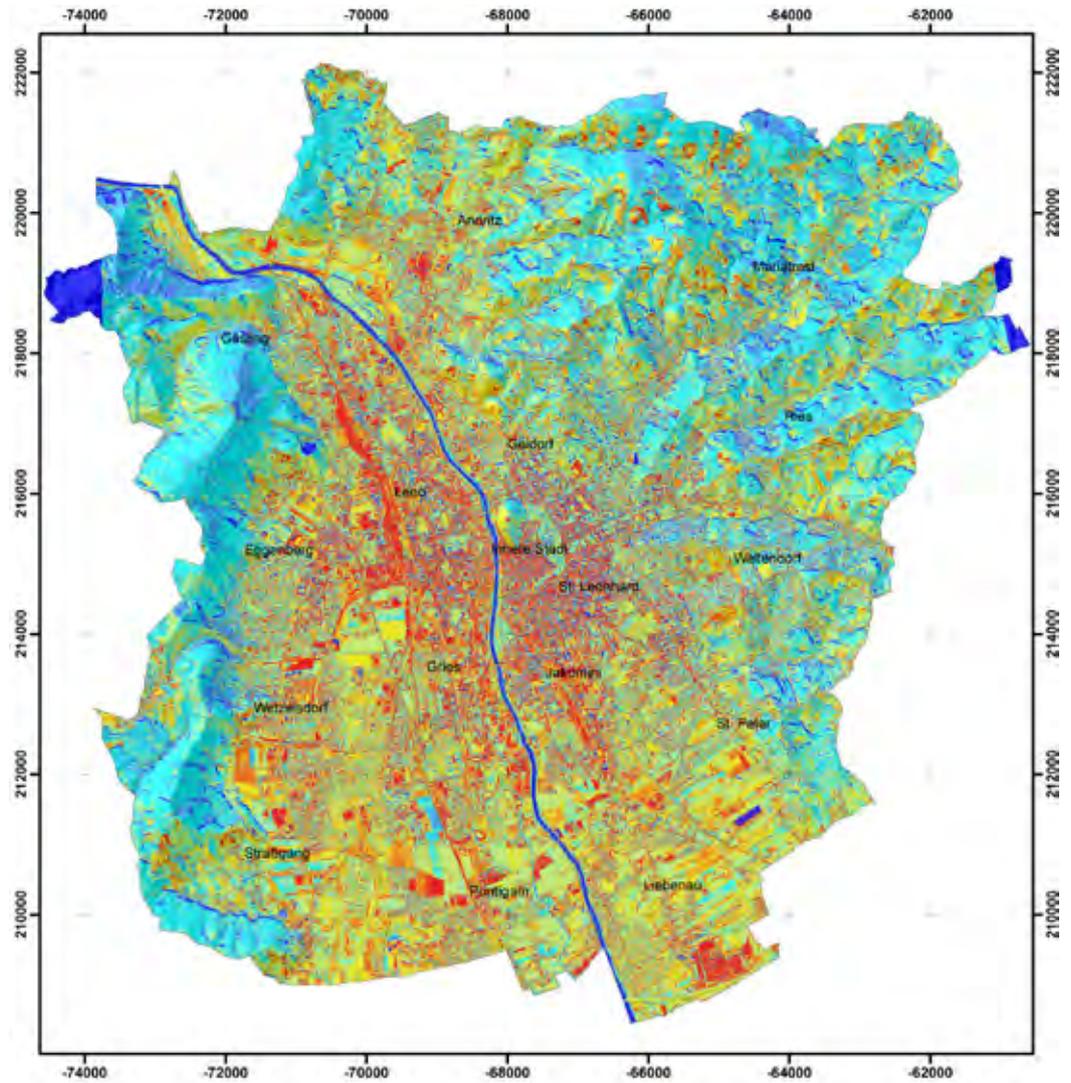


Abbildung 19:
Oberflächentemperatur
1986 (Segment 3)

Oberflächentemperatur Graz 1986

Mittagsflug, Segmentgröße 3



Temperaturangaben in °C

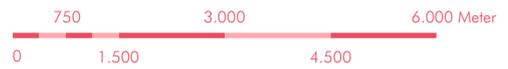
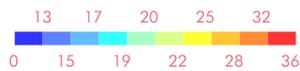


Abbildung 20:
Oberflächentemperatur
1986 (Segment 25)

Oberflächentemperatur Graz 1986

Mittagsflug, Segmentgröße 25

