BERÄKNING AV VINDKLIMATET I ENKÖPING-HÅBO MED HJÄLP AV MIUU-MODELLEN

Hans Bergström
UPPSALA 2010-03-11
hans.bergstrom@met.uu.se

Inledning

Användandet av avancerade s.k. mesoskale-modeller för att beräkna vindpotentialen har ökat under senare år. Speciellt i komplex terräng är behovet ofta uppenbart av mer avancerade modeller än vad som tidigare ofta använts. Men även till havs har observationer i Östersjöområdet visat en högre grad av komplexitet och inhomogenitet än vad som tidigare förväntats avseende vindarna till havs.

Beräkningar med en högre ordningens mesoskale-modell, MIUU-modellen utvecklad vid Meteorologiska Institutionen, Uppsala universitet, visar att en sådan modelltyp kan återge den observerade komplexiteten och inhomogeniteten i vindfälten, både till havs och i fjällterräng. En högre ordningens modell är emellertid krävande att köra vad det gäller datortid, varför det är av vikt att begränsa antalet modellkörningar så mycket som möjligt då en sådan modell används för vindklimatberäkningar.

En metod för att beräkna den klimatologiska medelvinden med användande av MIUU-modellen har utvecklats vid Uppsala universitet. Metoden reducerar det totala antalet modellkörningar som behövs. Ett begränsat antal klimatologiskt relevanta simuleringar görs för olika vind- och temperaturförhållanden. För att beräkna vindklimatet görs sedan en sammanvägning av resultaten baserad på klimatologisk statistik över den geostrofiska vinden, d.v.s. den horisontella lufttrycksgradienten. Metoden medger en kartering av vindklimatet med en horisontell upplösning på 0.5-10 km. För att kunna utnyttja metoden krävs information om geostrofisk vind (styrka och riktning), havs- och marktemperaturer, topografi, ytråhet och markanvändning. Inga observationer av vindar i gränsskiktet behövs för en vindkartering annat än för verifiering av resultaten. Jämförelser mellan modellberäkningar och observationer visar på god överensstämmelse.

MIUU-modellen

MIUU-modellen är en tredimensionell hydrostatisk mesoskale-modell, som har utvecklats vid Meteorologiska institutionen vid Uppsala universitet (Enger, 1990). Modellen har prognostiska ekvationer för vind, temperatur, luftfuktighet och turbulent kinetisk energi. Turbulensen är parameteriserad med ett “level 2.5” schema enligt Mellor och Yamada (1974). Metoden beskrivs i detalj i Andrén (1990). MIUU-modellen har ett terränginfluerat koordinatsystem (Pielke, 1984), som i stort följer terrängen nära markytan och som gradvis övergår till ett horisontellt koordinatsystem vid modelltoppen. För att begränsa inflytandet från modellens yttre begränsningar, är det modellerade området betydligt större än det området som är av intresse. Det medger också att man kan ta hänsyn till inflytanden från t.ex. bergsområden och havsområden eller stora sjöar utanför det undersöka området, som ändå kan ha betydelse för vindarna i området som är av intresse. För att begränsa antalet beräkningspunkter i horisontell led, ökas ofta avstånden mellan beräkningspunkterna teleskopiskt mot modellränderna, men den högsta upplösningen endast inom det område som är av intresse. I vertikal led är avstånden mellan de nedre nivåerna logaritmiska, medan de övre nivåerna är linjärt fördelade. Den nedersta beräkningspunkten ligger på höjden z_0, där z_0 är den s.k. skrovlighetslängden (ytråheten, även benämnd råhetslängden eller “skrovligheten”), och modelltoppen ligger typiskt på 10000 m höjd. Vanligen har modellen åtta beräkningsnivåer upp till 100 m höjd.

Vid modellens nedre rand måste skrovlighet och jordytans höjd över havet ges för varje beräkningspunkt. Information om topografi hämtas från ”Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM3), som ger digital information med en upplösning på 3” (ca 90 m). Markanvändningen har hämtats från Corine-databasen med 250 m upplösning (http://dataservice.eea.europa.eu/). Skrovligheten över land är klassindelad med utgångspunkt från markanvändning. Även temperaturen måste ges eller beräknas vid modellens nedre rand. Över land beräknas denna med hjälp av en energibalansrutin vilken som indata utnyttjar solinstrålningen och landanvändningen. Över vatten utnyttjas observerade månadsmedelvärden av ytvattentemperaturen.

MIUU-modellen har tidigare använts i många undersökningar i olika landskapstyper, och resultaten har visat god överensstämmelse med observationer. I Källstrand et al. (2000) studerades vindarna till havs över Östersjön. Modellen har även använts i studier av vindar och gränsskiktets turbulenta struktur längs USA:s västkust (Söderberg och Tjernström 2001; Söderberg och Tjernström 2002; Brooks et al. 2003). Modellering av vindar i bergsterräng har genomförts bl.a. runt Mohavesjön i Coloradofloden dalgång (Enger et al., 1993; Koracin och Enger, 1994). Vindklimatologiska undersökningar har gjorts för ett fjällområde i norra Sverige (Bergström och Källstrand, 2000 och 2001). I Bergström (1996) och i Sandström (1997) har MIUU-modellen använts för att beräkna vindklimatet över Östersjön. Bergström (2002) ger en allmän beskrivning av metodiken att beräkna vindklimatet med hjälp av en högre ordningens modell som MIUU-modellen, och i Bergström (2003) presenteras resultat från tester av det beräknade vindklimatets sensitivitet för valet och omfånget av modellkörningar som används för den klimatologiska sammanvägningen.

Modellområde

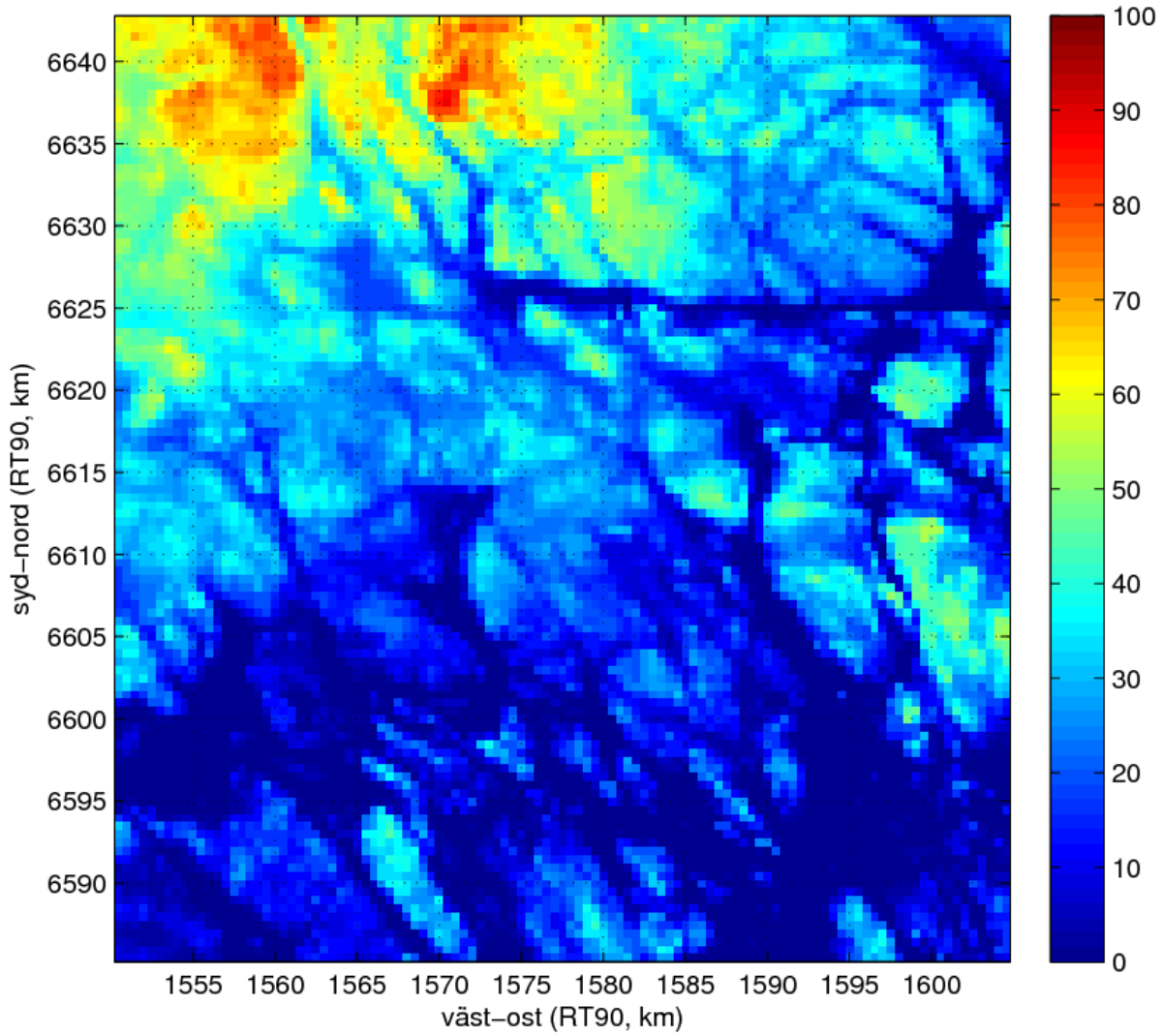
När vindklimatet i ett område ska modelleras är det viktigt att inte enbart inkludera lokala influenser av t.ex. terrängen. Det lokala vindklimatet påverkas också i varierande grad av förhållanden på stora avstånd från det område som är av primärt intresse. T.ex. påverkar närvaron av den Skandinaviska fjällkedjan och Östersjön/Bottenhavet vindklimatet i stora delar av Sverige. För att ta hänsyn till sådana externa effekter på vindklimatet har resultat med en horisontell upplösning på 5 km utnyttjats, vilka tagits fram inom det av STEM finansierade projektet “Kartläggning av vindpotentialen i Sverige”.

Eftersom 5 km horisontell upplösning är alltför grov för att tillfredställande lösa upp vindfältet i terrängen, har för den nationella vindkarteringen separata modellkörningar gjorts med en horisontell upplösning på 1 km. För att i dessa körningar med högre upplösning över ett mindre område också inkludera effekter av topografi och land/havskillnader på en större skala, har modellkörningarna med den högre upplösningen ’vävts’ (*engelska ’nested’*) in i resultaten från 5 km körningarna, d.v.s. värdena på ränderna i den högupplösta modelldomänen hämtas från resultaten av modellkörningarna med 5 km uppösning.

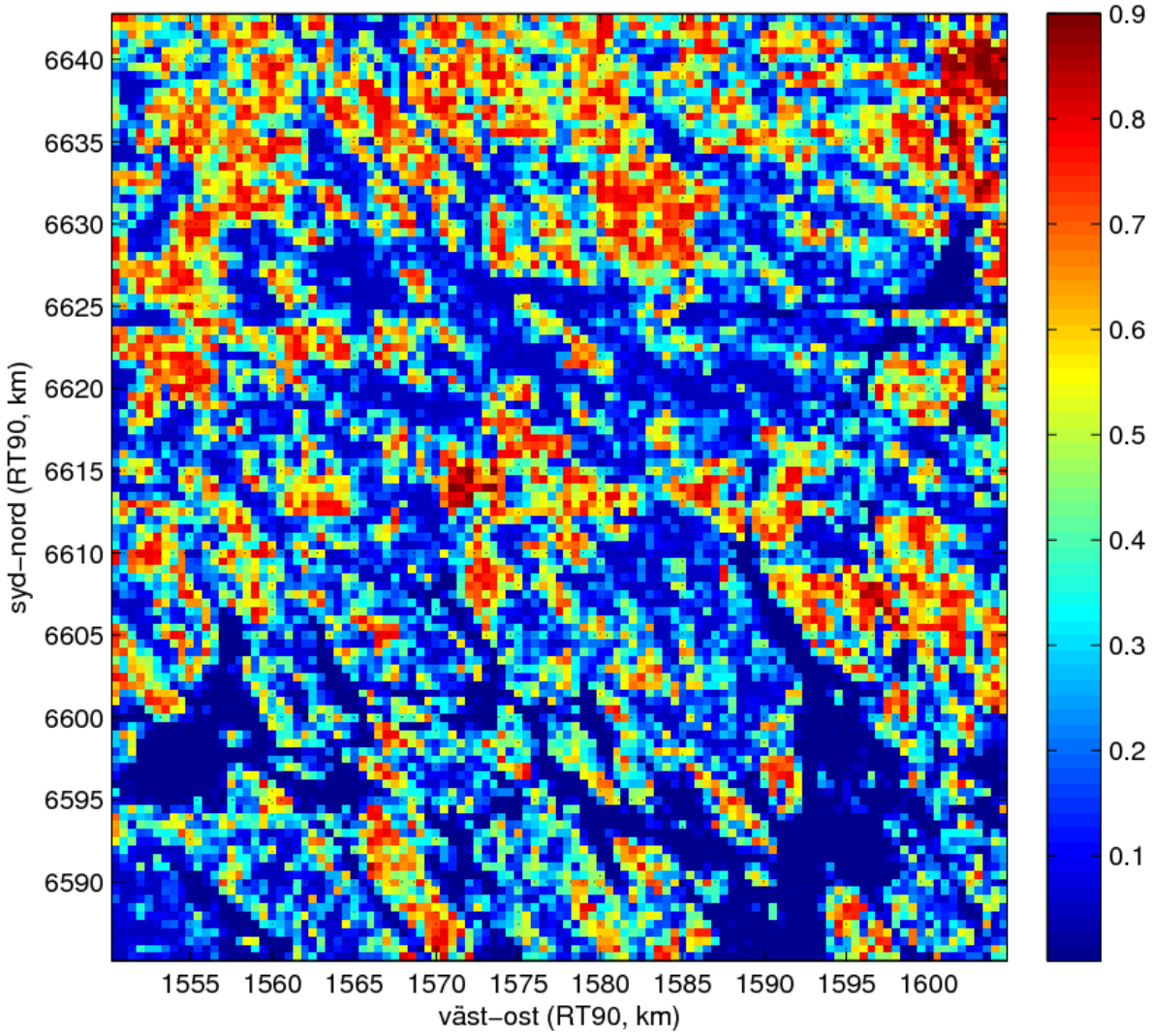
Här har ytterligare högre upplösning använts vid beräkningarna. Allt som allt utnyttjades 145 x 151 beräkningspunkter för att beräkna vindarna vid Enköping-Håbo. Hela modellområdet är då 109 km x 112 km stort. Över ett 53 km x 56 km stort område har den horisontella upplösningen 500 m använts, medan avstånden mellan de två yttersta beräkningspunkterna var ca 3 km. Figur 1 visar en karta över det med 500 m upplösning modellerade området

med dess topografi såsom den 'ses' av modellen. Figur 2 visar de skrovlighetslängder som använts vid modellberäkningarna.

Vertikalt har modellberäkningarna gjorts med 29 beräkningsnivåer. Den lägsta nivån ligger på höjden z_0, där z_0 är den s.k. skrovlighetslängden. Avstånden mellan de nedre nivåerna är logaritmiskt fördelade, medan de övre nivåerna är linjärt fördelade. Modelltoppen ligger typiskt på 10000 m höjd där den vertikala upplösningen är 760 m. Beräkningarna har gjorts med 8 beräkningsnivåer upp till 100 m höjd.



Figur 1: Topografin i modellområdet runt Enköping-Håbo såsom den 'ses' av modellen med 500 m upplösning. Färgskalan ger höjden i m över havet.



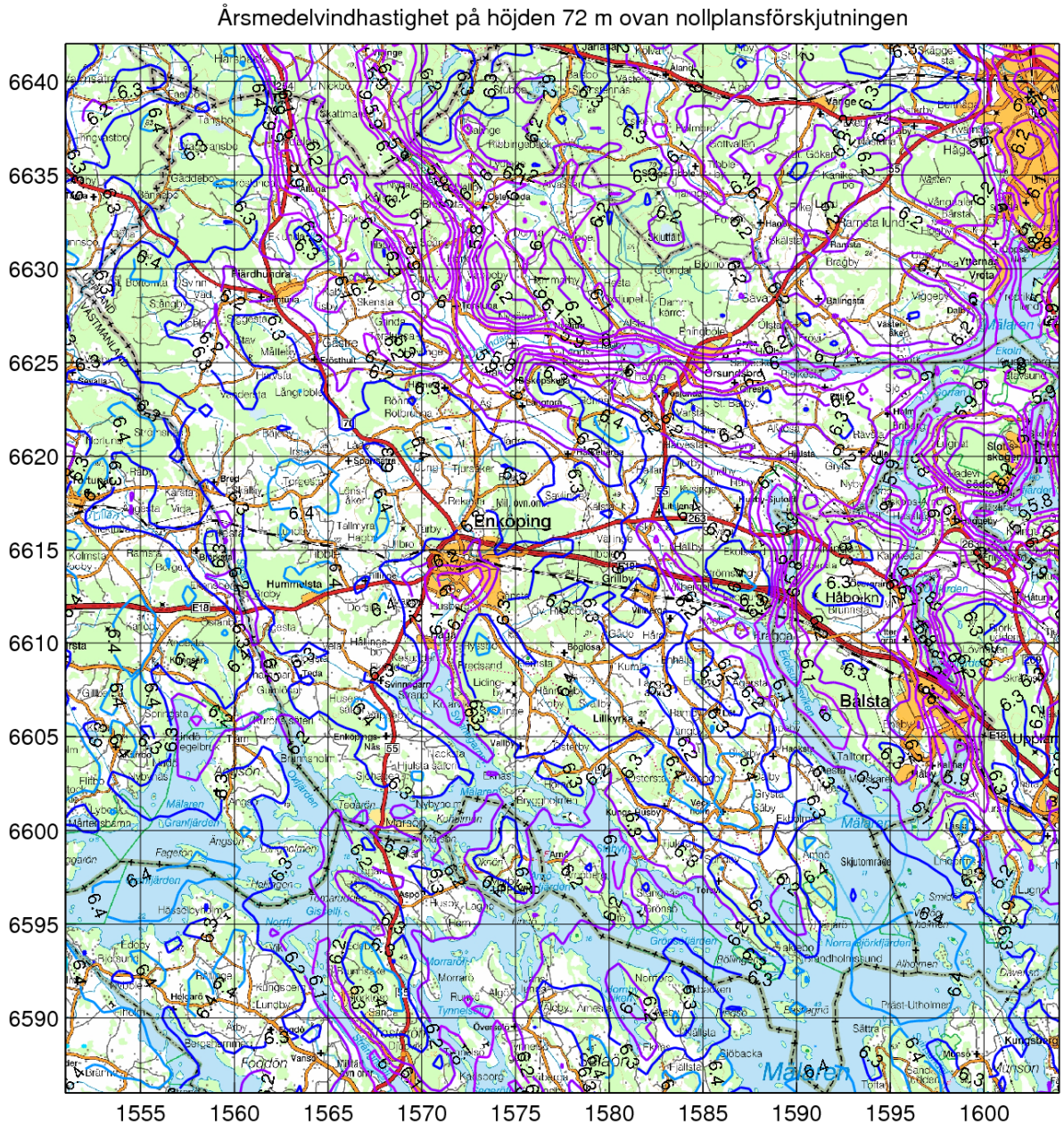
Figur 2: Skrovlighetslängden z_0 (m) i modellområdet runt Enköping-Håbo som använts i modellen med 500 m upplösning.

Medelvindklimat

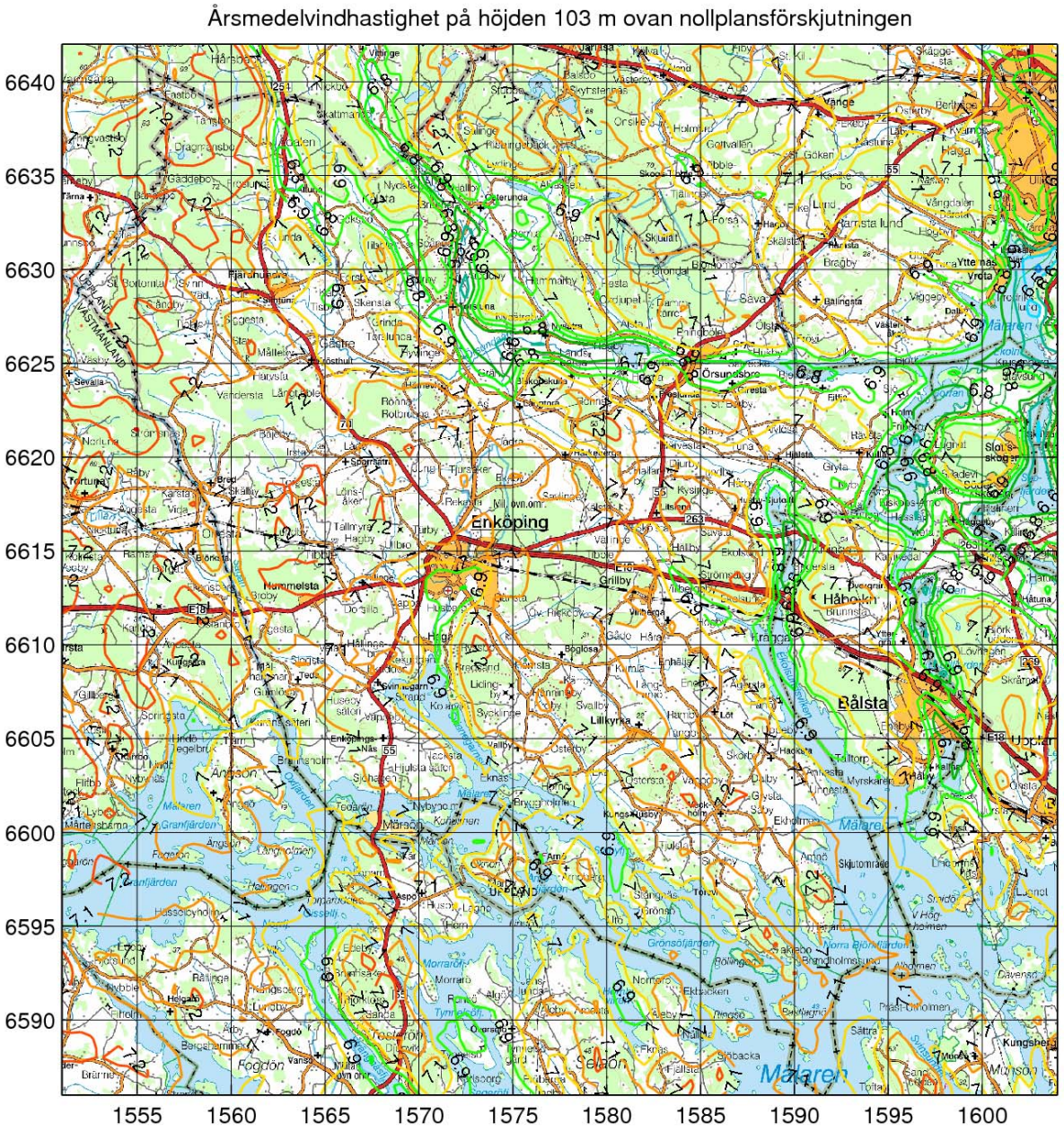
För att kunna beräkna vindklimatet har totalt 192 modellkörningar gjorts, vilka ska representera de för klimatet mest betydelsefulla meteorologiska förhållandena. Modellkörningar har därför gjorts för de fyra årstiderna (representerade av förhållandena i januari, april, juli och oktober), 3 styrkor samt 16 riktningar hos den geostrofiska vinden (den horisontella lufttrycksgradienten). Samtliga modellkörningar har efter en initialisering på 6 modellerade timmar låtits löpa över en 24 timmars dygnscykel. Med utnyttjande om statistik över geostrofiska vindens fördelning till styrka och riktning, och dess variation över året, viktas resultaten från de 192 modellkörningarna samman till ett vindklimatologiskt resultat för varje beräkningspunkt och varje modellnivå av intresse. Underlaget för bestämningen av de statistiska egenskaperna hos den geostrofiska vinden har utgjorts av lufttrycksmätningar från Visby, Göteborg och Lund 1900-2000, vilka korrigerats till havsytans nivå.

Den modellberäknade årsmedelvinden på 72 m och 103 m höjd ovan nollplansförskjutningen visas i Figur 3 och Figur 4. Över skogklädda områden betyder detta att höjden ovan mark är av storleksordningen 15 m högre.

Det är viktigt att komma ihåg att den horisontella upplösningen i modellberäkningarna är 500 m. Med denna upplösning löses de dominerande dragen hos topografin i området i stort sett upp i modellberäkningarna, men variationerna i terrängen på mindre skalor, som även de kan påverka vindarna lokalt, ’ser’ inte modellen med den använda upplösningen. Terrängvariationer på sådana små skalor förekommer till viss del i området.



Figur 3: Modellberäknad årsmedelvindhastighet i området runt Enköping-Håbo på 72 m höjd ovan nollplansförskjutningen.



Figur 4: Modellberäknad årsmedelvindhastighet i området runt Enköping-Håbo på 103 m höjd ovan nollplansförskjutningen.

Referenser

Andrén, A., 1990: Evaluation of a turbulence closure scheme suitable for air pollution applications. *J. Appl. Meteor.,* **29,** 224-239.

Bergström, H., 2004: Higher-order closure meso-scale modelling for wind resource estimates in Sweden. Proceedings from EWEC2004, London, November 2004.

Bergström, H. and Lindholm, M., 2003: Higher-order closure meso-scale modelling for wind climate estimates. Proceedings WWEC2003, Cape Town, South Africa, 23-26 November 2003.

Bergström, H., 2002: Boundary-layer modelling for wind climate estimates. *Wind Engineering*, **vol. 25,** No. 5, 289-299.

Bergström, H., 1996: A climatological study of boundary layer wind speed using a meso-γ-scale higher-order closure model. *J. Appl. Meteor.,* **35,** 1291-1306.

Bergström H. and Källstrand K., 2000: Measuring and modelling the wind climate in a mountain valley in northern Sweden. Proceedings, Boreas V, 29 Nov.-1 Dec. 2000, Levi, Finland.

Bergström, H. and Källstrand, B., 2001: Estimating Wind Potential in a Complex Terrain Arctic Mountain Valley. Proceedings EWEC'1001, Copenhagen 3rd - 7th July 2001.

Brooks I. M., Söderberg S. and Tjernström M., 2003: The Turbulence Structure of the Stable Atmosheric Boundary Layer Around a Coastal Headland: Aircraft Observations and Modelling Results.

Enger L., 1990: Simulation of dispersion in a moderately complex terrain. Part A. The fluid dynamic model. *Atmos Environ.,* **24A,** 2431-2446.

Enger L., Koracin, D. and Yang, X., 1993:'A Numerical Study of the Boundary-layer Dynamics in a Mount Valley. Part 1: Model Validation and Sensitivity Experiments', *Boundary-Layer Meteorol.,* **66,** 357-394.

Koracin, D. and Enger, L., 1994: A Numerical Study of the Boundary-layer Dynamics in a Mount Valley. Part 2: Observed and Simulated Characteristics of Atmospheric Stability and Local Flows, *Boundary-layer Meteorol.,* **69,** 249-283.

Mellor, G. L., and Yamada, T., 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.,* **31,** 1791-1806.

Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modelling*. Academic Press, 612 pp.

Sandström, S., 1997: Simulations of the Climatological Wind Field in the Baltic Sea Area using a Mesoscale Higher-Order Closure Model, *J. Appl. Meteor.,* **36,** 1541-1552.

Söderberg, S., and Tjernström M., 2001: Supercritial Channel Flow in the Coastal Atmospheric Boundary Layer: Idealized Numerical Simulations, *J. Geophys. Res.,* **106,** 17811-17829.

Söderberg, S., and Tjernström M., 2002: Diurnal Cycle of Supercritial Along-Coast Flows, *J. Atmos Sci.,* **59,** 2615-2624.