
Amazonian Deforestation and Climate

Edited by

J.H.C. GASH

Institute of Hydrology, UK

C.A. NOBRE

Centro de Provisão de Tempo e Estudos Climáticos, Brazil

J.M. ROBERTS

Institute of Hydrology, UK

R.L. VICTORIA

Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Brazil

JOHN WILEY & SONS

Chichester • New York • Brisbane • Toronto • Singapore

32 Conclusions from ABRACOS

**C.A. NOBRE¹, J.H.C. GASH², J.M. ROBERTS² and
R.L. VICTORIA³**

¹*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Brazil*

²*Institute of Hydrology, Wallingford, Oxfordshire, UK*

³*Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Brazil*

INTRODUCTION

The experience from projects whose primary motivation is data collection is that often the full benefits of the work are not gained until some years after completion of the data collection phase. The results described in this book should therefore be regarded as only the start of the analysis and application of the ABRACOS data. However, many new insights into the soil-vegetation-atmosphere interactions for Amazonian forest and pasture have already been derived. This paper presents a summary of the main results so far and the conclusions to which they lead.

CLIMATOLOGY

On average the forest sites were found to absorb about 11 per cent more radiation than the pasture (Culf *et al.*, 1996). This is because the forest reflects less solar radiation and emits less longwave radiation. The mean forest albedo was found to be 0.134, slightly higher than the value generally used in deforestation simulations, while the mean pasture albedo, 0.180, is slightly lower than the value usually used. Surprisingly the pasture's grasses failed to show any strong seasonality in albedo, whereas the forest albedos have a well defined seasonal variation which is not due to the effects of the changing solar elevation angle or to variations in cloudiness, but is correlated with the soil moisture (Culf *et al.*, 1995, 1996). Although the albedo of the pasture sites has no clearly defined seasonal trend, there is some month to month variation which has been shown to be linked to the leaf area index (Wright *et al.*, 1996b). At Ji-Paraná systematic differences in the incoming solar radiation between the forest and pasture sites were also observed during the dry season (Culf *et al.*, 1996). These differences may be due to increased cloud cover over the pasture at that time of year. If this is the case, it is an important result as it indicates a direct effect of the change in surface cover on a mesoscale atmospheric phenomenon.

Pastures showed higher daytime maximum temperature and higher diurnal amplitude of temperature (Culf *et al.*, 1996). Generally the minimum temperature was lower at

night for the pasture. This result is likely to be associated with the low windspeeds near the surface for pasture at night, which can reduce vertical mixing and increase stability. The daytime temperature in urban Manaus was higher than at the two rural sites, but the night-time city temperature was similar to that above the forest (Maitelli and Wright, 1996). There is little seasonal variation of temperature at Manaus or Marabá, but there is a pronounced cooling during the dry season at Ji-Paraná. Both Marabá and Ji-Paraná have a marked annual cycle of humidity which is not observed in Manaus.

SOIL MOISTURE AND SOIL PHYSICAL PROPERTIES

Representing the spatial variability of soil hydraulic properties in large scale models remains a major challenge to the soil physics and GCM modelling communities. Soil properties are highly variable, yet the parameterizations of large scale models require values which represent large areas. The ABRACOS observations of soil properties were necessarily limited, but by adopting a pragmatic simplification to the soil map of Amazônia, and with at least some measurements of the properties of three of the major soil types, Wright *et al.* (1996b) have derived a far more realistic representation of soils than was previously available for use in large-scale models of Amazônia.

Tomasella and Hodnett (1996) found the hydraulic conductivity of the forest soil at the surface to be so high that it was impossible to measure. This is a result of the rooting system and macropores. However, the measurements in the Manaus pasture showed a reduction in conductivity at the soil surface, which was probably a result of trampling by cattle. Pasture saturated hydraulic conductivity varied strongly with depth, from more than 100 mm h^{-1} at the surface to 17 mm h^{-1} at 1.3 m. Zones of high conductivity had a substantial number of meso- and macropores. Most of the impact of deforestation occurs in the top 20 cm of soil, below which the properties of soil under forest and under pasture were quite similar. However this conclusion is dependent on the management practice of using little or no heavy machinery and maintaining very low cattle stocking densities. Under these conditions compaction or low values of top soil hydraulic conductivity were not observed for any sites. Water release and unsaturated hydraulic conductivity values were generally well fitted by the van Genuchten model, but were very different to published values for clay soils measured in temperate regions. Soil hydraulic properties of these soils should not be estimated from texture using relationships derived from temperate soil; these relationships would overestimate water availability and underestimate unsaturated conductivity if applied to the Manaus pasture soil.

Thermal conductivity was found to be less variable than the hydraulic properties, ranging from 1.2 to $2.9 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (Alvalá *et al.*, 1996). For pasture, de Souza *et al.* (1996) found that the heat flux was downward during the dry season and upward during the rainy season, whereas for the forest site it was found that there was a small but consistently upward flux. On average, for the Marabá site, the difference in top soil temperature between pasture and forest was 2.4°C . These differences in flux

and temperature can be explained in terms of the different variations in moisture content and different soil-surface energy balances of the two vegetation types.

Hodnett *et al.* (1996a) show that during the dry season there is more extraction of water from soil below the forest resulting in a drier profile, within the range of measurement levels, at the end of the dry season. There are clear indications, substantiated by other studies (Chauvel *et al.*, 1992; Nepstad *et al.*, 1994), that the forest is abstracting water from levels below the 3.6 m depth of the deepest tubes. These indications are supported by the measurements of maximum recorded storage changes for the three sites. Consistent with a longer dry season, the maximum storage changes to 3.6 m depth for Marabá were 742 mm and 376 mm for the forest and pasture respectively. Both storage changes and the difference between forest and pasture were much smaller for Manaus where the dry season is less severe, however the low water holding capacity of the Manaus soil still resulted in water being extracted from depth. Interestingly, the soil moisture profile did not completely recharge in the wet season following the maximum dry season depletion below the Marabá forest, but was 349 mm below its value at the same time the previous year. The storage term in the hydrological balance was not zero over the annual cycle and if these results were extrapolated to the regional scale the difference between rainfall and river runoff would not have given large scale annual evaporation. Although this may be an uncommon occurrence, it has obvious implications for the use of hydrological measurements as a check on estimates of evaporation in large scale models. The overall picture for soil moisture shows that there are large differences in the seasonal changes in soil moisture content, both between forest and pasture, and between sites. These differences are a result of the different rainfall climates, combined with the different soil properties, water table behaviour and rooting depths of forest and grass.

Models were developed for forest and pasture to predict soil water storage in the top 2 m of soil using only daily rainfall as input data (Hodnett *et al.*, 1996b). The models were developed and calibrated using rainfall, soil water content and micrometeorological data from the ABRACOS study period. Evaporation and deep drainage were related to the soil water storage through linear and exponential functions respectively, allowing soil water storage to be determined from a simple water balance. Soil water storage was then predicted from the 27 year rainfall record from the Reserva Ducke site, near Manaus, assuming that the forest evaporation was not affected by soil water stress. For the forest, the model predicted uptake from below 2 m depth in 20 out of the 27 years. Mean predicted uptake from below 2 m was 60 mm, with a maximum of 231 mm in 1967. Because of the low water holding capacity of the soils near Manaus this uptake must be provided by a very large depth of soil, and deep rooting is essential.

There is still much to be learnt about the properties and behaviour of Amazonian forest soils. Measurements of soil hydraulic properties are needed for the remainder of the major Amazonian soil types. Both soil hydraulic properties and soil moisture content need to be measured down to depths in excess of 4 m to give a complete picture of the water cycle beneath Amazonian forest.

FOREST RAINFALL INTERCEPTION

Rainfall interception data were collected by Ubarana (1996) at the Reserva Jaru and Reserva Vale do Rio Doce sites. This work followed the same sampling methodology as used previously by Lloyd and Marques (1988) in Reserva Ducke and therefore provide directly comparable measurements. A higher percentage of the rainfall was evaporated directly back into the atmosphere at the two new sites: 12 and 13 per cent for Reservas Jaru and Vale do Rio Doce respectively, compared with 9 per cent found at Reserva Ducke by Lloyd *et al.* (1988). The tropical rainfall climate makes the interception loss a relatively small difference between rainfall and throughfall, and the latter, because of the structure of the vegetation, is highly variable. These factors make measurements of interception loss in a tropical forest subject to large errors. The differences between the measurements from the different sites are of comparable size to the measurement errors and it is therefore not possible to prove that the interception losses at the two new sites were greater than at the original site at Ducke. However the differences were consistent with the differences found in the values of the forest structure parameters controlling the evaporation: higher canopy capacities and more closed canopies were found at Jaru and Vale do Rio Doce than at Ducke. Within the limits of the measurements, the evaporation from all the sites can be successfully estimated with the Rutter model.

STOMATAL BEHAVIOUR

A key parameter in global circulation models is the surface conductance to water vapour transport from vegetated surfaces. Surface conductance integrates the influence of individual stomatal conductances over the canopy. While bulk surface conductance can be measured directly using micrometeorological methods a more detailed understanding of its fluctuations requires information about stomatal conductance at the leaf level and its responses to factors which change diurnally and seasonally, as well as the magnitude and fluctuations in leaf area index.

At the pasture sites at Ji-Paraná and Manaus, McWilliam *et al.* (1996) observed strong relationships between stomatal conductance and soil moisture deficit, but at Marabá stomatal conductance was less affected by increasing soil moisture deficit (Sá *et al.*, 1996). Total transpiration is controlled by the combination of stomatal conductance and leaf area. However, leaf area index at the pasture sites also responds to soil moisture and varies by up to 50 per cent over a year. The consequent seasonal variation in the transpiration is qualitatively consistent with that observed in the soil moisture data and by the micrometeorological measurements of surface fluxes.

Despite the differences in botanical composition between and within the three forest sites the physiological responses of the different species were similar (see Robertset *al.*, 1996). There was generally no response to soil moisture, and similar responses to atmospheric humidity deficit. Stomatal conductance of all species depended on height, declining downwards through the canopy. This lack of variation between

species is a useful result because it means that the considerable literature on the stomatal behaviour of tropical forest species can be exploited to derive generally applicable results.

The above ground biomass and leaf area index of one site was measured directly by destructive sampling (McWilliam *et al.*, 1993), and leaf area indices of the other forest sites were estimated from measurements of leaf litter fall (Robertson *et al.*, 1996). The leaf area index is estimated to be 5.7, 5.4 and 4.4, at Manaus, Marabá and Ji-Paraná respectively, with a seasonal variation of probably 15 per cent. These figures depend on the assumption that the lifetime of leaves is one year; this assumption remains to be proved, but appears to be valid.

The climate and radiation levels change through the depth of the forest canopy, but empirical functions of the variables driving transpiration have been derived by Cabral *et al.* (1996) so that the total forest transpiration can be calculated using above canopy weather station measurements with a multi-layer canopy model and a knowledge of how the leaf area and stomatal conductance vary with height and season. Application of the model revealed that the lower part of the canopy contributes relatively little to the total transpiration. This is despite the high proportion of the canopy at lower levels, and is because in this part of the canopy lower stomatal conductances and radiation levels are coupled with lower vapour pressure deficits and windspeeds. Studies of the isotopic composition of water vapour in the canopy space by Ribeiro *et al.* (1996) show that the lower part of the canopy is effectively decoupled from the middle part of the canopy which contributes most to the total transpiration. Measurements of the variation in the carbon isotope composition suggest that the physiological behaviour of vegetation in the lower canopy (Kruijt *et al.*, 1996) may also be different to that in the upper canopy. Thus for the complex canopy of the rainforest the concept of a simple, single value of leaf area index, which is used in most predictive models, is likely to be a poor representation of the actual situation.

MICROMETEOROLOGY

Over the four years of ABRACOS field measurements there were seven intensive monitoring campaigns. The objective of these field campaigns was to evaluate the physical parameters that describe the micrometeorology of the sites, and to provide estimates of all components of the energy balance, including evaporation, which may be used to calibrate land surface models. It was found that the aerodynamic roughness characteristics of the sites conformed to conventional relationships based on vegetation structure (Wright *et al.*, 1996b). During the wet seasons, the partitioning of energy to evaporation was similar in pasture and forest, but the total evaporation from pasture during the wet season was typically 10% - 15% lower than that of the forest due to the reduced available energy at pasture sites and smoother aerodynamic roughness (Wright *et al.*, 1992).

During the dry seasons the shallow rooted pastures were all affected by depletion

of the soil water reserves, albeit at different intensities depending upon the soil type and rainfall. On the clay soil near Manaus, transpiration from the pasture declined rapidly after only 10 days without rain (Wright *et al.*, 1992). In contrast, no significant attenuation in transpiration was observed at any of the forest sites during dry periods, including the prolonged dry seasons at Marabá and Ji-Paraná (Wright *et al.*, 1996a). Current GCM parameterizations of Amazonian forest tend to underestimate forest rooting depth and erroneously reduce evaporation when soil water in the upper profile is depleted.

Evaporation flux data from the first five campaigns have been used to calibrate models which derive bulk stomatal conductance of pasture and forest canopies from the climate near the surface (Wright *et al.*, 1995 and 1996a). This is an important calibration for GCMs as it determines the diurnal and seasonal partitioning of energy into heat for convection and cloud formation, and the amount of water vapour returned to the atmosphere from the soil (da Rocha *et al.*, 1996b). The similarity between pasture conductance parameters from Manaus and Ji-Paraná and the relative dissimilarity in the individual forest parameters, has given insight into the accuracy and suitability of the model for predicting the evaporation from Amazonia as a whole. Using the sets of parameters from the Manaus sites to predict the transpiration from Ji-Paraná forest and pasture produced encouraging results (Wright *et al.*, 1996a), but emphasised the importance of only applying optimised parameters as complete sets.

CARBON DIOXIDE

Eddy correlation measurements over the Reserva Jaru forest have shown that CO₂ flux can be measured reliably and continuously over long periods. The measurements of Grace *et al.* (1995a, 1995b, 1996) showed that the forest at Jaru was accumulating carbon. Grace *et al.* applied the model developed by Lloyd *et al.* (1995) and da Rocha *et al.* (1996a) applied the model developed by Sellers *et al.* (1995) to estimate the annual carbon balance from the climate data collected above the forest with the automatic weather station. In both cases this modelling predicted that the forest was a significant sink for carbon. However, the net flux of carbon is a small difference between photosynthesis and respiration: Meir (1996) found that the net flux is only 6 per cent of the soil respiration and because soil respiration shows high sensitivity to temperature the net flux is also highly sensitive to temperature. The forest may change from being a source to a sink for an average change of a degree or less. If scaled up to the whole of Amazonia, these estimates imply Amazonia would be a net sink of about 0.5 G tonnes of carbon per year. This is highly significant in terms of the so-called missing sink of carbon of about 1 G tonne of carbon per year, but given the short period of observations and the model limitations, these figures must be regarded as provisional and interpreted with caution. There is an urgent need to collect more carbon flux data. These data must be collected over sufficiently long periods to sample the year-to-year variation, and measurements are needed from all

the major ecosystems in Amazonia.

Measurements over cerrado vegetation by Miranda *et al.* (1996) demonstrate the very different behaviour found in areas with a long dry season. There is a strong seasonal variation, with accumulation of carbon by the system during the wet season which becomes a loss by the end of the dry season. At the site studied, annual accumulation is estimated to be about 2 to 3 tonnes per hectare per year. However, as cerrado vegetation is highly variable and dependent on its previous history of fire, these first results must be regarded as site specific.

Estimates of biomass in secondary forest by Honzak *et al.* (1996) confirm the importance of regrowth as a sink for carbon. The extent and type of young secondary forest can be determined by remote sensing (Lucas *et al.*, 1996), thus allowing the possibility of scaling up plot estimates of carbon accumulation to the whole Amazon basin.

RONDÔNIA BOUNDARY LAYER STUDIES

The atmospheric boundary layer during day time was found to be 700 to 1000 m higher over areas with substantial clearing than over adjacent forest (Nobre *et al.*, 1996). Fisch *et al.* (1996) applied a simple 1-D model of boundary layer growth (forced by sensible heating at the bottom and entrainment at the top) and found that it provided an adequate representation of boundary layer growth over the forest throughout the day, and over pasture from mid-morning onward. However it failed to simulate the rapid boundary layer growth over the pasture in the morning before 11.00 h local time. A possible explanation is that the particular spatial pattern of land cover change in the region (strips of forest and grass) is not adequately represented in the simple model used to explain boundary layer growth. Dias and Regnier (1996) used a complex 3-D atmospheric model (RAMS) to study the impact on the wind, temperature and moisture distributions of the observed land cover in the Ji-Paraná region: a large deforested area surrounded by forests; the main conclusion was that the vertical transports of momentum, heat and moisture by mesoscale circulations are significant and are not accounted for by the local turbulence parameterizations in GCMs.

CLIMATE MODELLING

The ABRACOS data from the 1990 and 1991 campaigns have been used to calibrate the UK Hadley Centre climate model (Lean *et al.*, 1996), the French meteorological service climate model (Manzi and Planton, 1996), and also SiB (da Rocha *et al.*, 1996b), the land surface model which is used both at the Brazilian climate centre (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC), at NASA and at the Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA) in the United States. GCM deforestation experiments have been carried out with all these models.

The most recent model results (Lean *et al.*, 1996) indicate a substantial response to deforestation which varies regionally: annual rainfall changes are predicted to be up to 20 per cent, with a tendency for NW — SE orientation of rainfall changes extending SE of the deforested area (especially in December — February); in this numerical experiment, response is sensitive to (at least) albedo, roughness length and surface maximum infiltration, but the sensitivity analysis with the French GCM (Manzi and Planton, 1996) also revealed considerable sensitivity to the type of convection scheme used. The results of an experiment by Lean *et al.* (1996) in which only part of Amazônia was deforested, a more realistic scenario, could not easily be deduced from the full deforestation experiment. These differences highlight the fact that all GCM predictions of the climate are very sensitive to the representation of the land surface characteristics.

CONCLUSION

At the start of ABRACOS the climate modelling community had advanced their models to the point where progress was limited by lack of data rather than by model development. The ABRACOS data changes this situation. The priority now is to apply the wealth of data which has been collected under ABRACOS to these models. The data have already been used to derive some of the required parameters and the data are available for all to use to develop or validate their models. A summary of the parameters generated by the ABRACOS studies has been compiled into a table by Wright *et al.* (1996b). The use of the information in this table would make an immediate improvement to the realism of climate modelling studies of Amazônia. More than that, the improvement in the understanding of how the processes in the soil, plants and atmosphere change as forest is replaced by pasture means that we can now have more confidence in the interpretation of the model predictions.

REFERENCES

- Alvalá, R.C., Gielow, R., Wright, I.R. and Hodnett, M.G. 1996. Thermal diffusivities of Amazonian soils. This volume.
- Cabral, O.M.R., McWilliam, A.L.C. and Roberts, J.M. 1996. In-canopy microclimate of Amazonian forest and estimates of transpiration. This volume.
- Chauvel, A. Vital, A.R.T., Lucas, Y., Desjardins, T., Franken, W.K., Luizão, F.J., Araguás, L.A., Rozanski, K. and Bedmar, A.P. 1992. O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta Amazônica. Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, Brazil, 298-302.
- Culf, A.D., Fisch, G. and Hodnett, M.G. 1995. The albedo of Amazonian forest and ranchland. *J. Climate* 8, 1544-1554.
- Culf, A.D., Esteves, J.L., Marques, A.de O. and da Rocha, H.R. 1996. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. This volume.
- Cutrim, E., Martin, D. and Rabin, R. 1995. Enhancements of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. *Bull. Amer. Met. Soc.* 76, 1801-1805.
- da Rocha, H.R., Nobre, C.A., Bonatti, J.P., Wright, I.R. and Sellers, P.J. 1996a. A vegetation-

- atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a single-column model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, in press.
- da Rocha, H.R., Sellers, P.J., Collatz, G.J., Wright, I.R. and Grace, J., 1996b. Calibration and use of the SiB2 model to estimate water vapour and carbon exchange at the ABRACOS sites. This volume.
- de Souza, J.R.S., Pinheiro, F.M.A., de Araujo, R.L.C., Pinheiro, H.S. and Hodnett, M.G. 1996. Temperature and moisture content profiles in the soil beneath forest and pasture areas in eastern Amazonia. This volume.
- Dias, M.A.F.S. and Regnier, P. 1996. Simulation of meso-scale circulations in a deforested area of Rondonia in the dry season. This volume
- Fisch, G., Culf, A.D. and Nobre, C.A. 1996. Modelling convective boundary layer dynamics in Amazonia. This volume.
- Grace, J., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A., Meir, P., Miranda, H., Moncrieff, J., Massheder, J., Wright, I. and Gash, J. 1995a. Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonia. *Global Change Biology* **1**, 1-12.
- Grace, J., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A., Meir, P., Miranda, H., Nobre, C., Moncrieff, J., Massheder, J., Mahli, Y., Wright, I. and Gash, J. 1995b. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in South-West Amazonia, 1992-1993. *Science*, **270**, 778-780.
- Grace, J., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A., Meir, P. and Miranda, H. 1996. Carbon flux over Amazon forest in Rondônia. This volume.
- Hodnett, M.G., Oyama, M.D., Tomasella, J. and Marques, A. de O. 1996a. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. This volume.
- Hodnett, M.G., Tomasella, J., Marques, A. de O., and Oyama, M.D. 1996b. Deep soil water uptake by forest in central Amazonia: predictions from long term daily rainfall data using a simple water balance model. This volume.
- Honzak, M., Foody, G.M., Lucas, R.M., Curran, P.J. Amaral, I. and Amaral, S. 1996. Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forest: a comparison of methodologies. This volume.
- Kruijt, B., Lloyd, J., Grace, J., McIntyre, J., Farquhar, G., Miranda, A.C. and Cracken, P. 1996. Sources and sinks of CO₂ in Rondonian tropical rainforest, inferred from concentrations and turbulence along a vertical gradient. This volume.
- Lean, J., Bunton, C.B., Nobre, C.A. and Rowntree, P.R. 1996. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. This volume.
- Lloyd, C.R., Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J. and Marques, A. de O. 1988. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest. *Agric. and Forest Meteorol.* **43**, 277-294.
- Lloyd, C.R. and Marques, A. de O. 1988. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agric. and Forest Meteorol.* **42**, 63-73.
- Lloyd, J., Grace, J., Miranda, A.C., Meir, P., Wong, S.C., Miranda, H., Wright, I., Gash, J.H.C. and McIntyre, J. 1995. A simple calibrated model of Amazon rainforest productivity based on leaf biochemical properties. *Plant Cell and Environment* **18**, 1129-1145.
- Lucas, R.M., Curran, P.J., Honzak, M., Foody, G.M., Amaral, I. and Amaral, S. 1996. Disturbance and recovery of tropical forests: balancing the carbon account. This volume.
- Maitelli, G. and Wright, I.R. 1996. On the climate of a riverside city in the Amazon Basin: urban-rural differences in temperature and humidity. This volume.
- Manzi, O. and Planton, S. 1996. Calibration of a GCM using ABRACOS and ARME data and a simulation of Amazonian deforestation. This volume.
- McWilliam, A.L.C., Roberts, J.M., Cabral, O.M.R., Leitão, M.V.B.R., de Costa, A.C.L. Maitelli, G.T. and Zamporoni, C.A.G.P. 1993. Leaf area index and above-ground biomass of *terra firme* rain forest and adjacent clearings in Amazonia. *Functional Ecol.* **7**, 310-317.
- McWilliam, A.L.C., Cabral, O.M.R., Gomes, B.M. Esteves, J.L. and Roberts, J. 1996. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. This volume.
- Meir, P., Grace, J., Miranda, A. and Lloyd, J. 1996. Soil respiration in a rainforest in Amazonia, and

- in cerrado in central Brazil. This volume.
- Miranda, A.C., Miranda, H.S., Lloyd, J., Grace, J., McIntyre, J.A., Meir, P., Riggan, P., Lockwood, R. and Brass, J. 1996. Fluxes of CO₂ over a cerrado *sensu stricto* in Central Brazil. This volume.
- Nepstad, D.C., de Carvalho, C.R., Davidson, E.A., Jipp, P.H., Lefebvre, P.A., Negreiros, G.H., da Silva, E.D., Stone, T.A., Trumbore, S.E. and Vieira, S. 1994. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature* 372: 666-669.
- Nobre, C.A., Fisch, G., da Rocha, H.R., Lyra, R.F.F., da Rocha, E.P. and Ubarana, V.N. 1996. Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia. This volume.
- Ribeiro, A., Victoria, R.L., Martinelli, L.A. Moreira, M.Z., and Roberts, J. 1996. The isotopic composition of the atmospheric water vapour inside a canopy in the Amazon forest: vertical and diurnal variation. This volume.
- Roberts, J., Cabral, O.M.R., de Costa, J.P., McWilliam, A.L.C. and Sá, T.D. de A. 1996. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. This volume.
- Sá, T.D. de A., da Costa, J. de P.R., Roberts, J.M. 1996. Forest and pasture conductances in southern Pará, Amazonia. This volume.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, C.J., Berry, J.A., Field, C.J., Dazlich, D.A., Zhang, C. and Collelo, 1996. Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: average calibration with field data. *J. Climate*, in press.
- Tomasella, J. and Hodnett, M.G. 1996. Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. This volume.
- Ubarana, V.N. 1996. Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in Amazonian forest. This volume.
- Wright, I.R., Gash, J.H.C., da Rocha, H.R., Shuttleworth, W.J., Nobre, C.A., Maitelli, G.T.M., Zamparoni, C.A.G.P. and Carvalho, P.R.A. 1992. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 118, 1083-1099.
- Wright, I.R., Manzi, A.O. and da Rocha, H.R. 1995. Canopy surface conductance of Amazonian pasture: model application and calibration for canopy climate. *Agric. and Forest Meteorol.* 75: 51-70.
- Wright, I.R., Gash, J.H.C., da Rocha, H.R. and Roberts, J.M. 1996a. Modelling surface conductance for Amazonian pasture and forest. This volume.
- Wright, I.R., Nobre, C.A., Tomasella, J., da Rocha, H.R., Roberts, J.M., Vertamatti, E., Culf, A.D., Alvalá, R.C., Hodnett, M.G. and Ubarana, V.N. 1996b. Towards a GCM surface parameterisation for Amazonia. This volume.

Conclusões do projeto ABRACOS

INTRODUÇÃO

A experiência de projetos cuja motivação primária é a coleta de dados mostra que frequentemente os benefícios plenos do trabalho somente são obtidos alguns anos após o término da fase de coleta de dados. Os resultados descritos nesse livro devem ser considerados somente como o início da análise e aplicação dos dados do Projeto

ABRACOS. No entanto, foram revelados uma série de novos conhecimentos sobre as interações solo-vegetação-atmosfera para florestas e pastagens na Amazônia. Este capítulo apresenta um sumário dos resultados principais obtidos até o momento e as conclusões a que levam esses resultados.

CLIMATOLOGIA

Em média os sítios experimentais de florestas absorveram 11% mais radiação do que as pastagens (Culf et al., 1996). Isto advém do fato de a floresta refletir menos radiação solar e emitir menos radiação de onda longa. O albedo médio da floresta foi de 0,134, ligeiramente mais alto do que o valor usualmente utilizado em simulações numéricas de desmatamento, enquanto o albedo médio da pastagem, 0,180, foi ligeiramente menor que os valores habitualmente utilizados. Surpreendentemente as gramíneas das pastagens não apresentaram uma forte sazonalidade no albedo, ao passo que o albedo da floresta mostrou uma variação sazonal bem definida que não ocorre devido aos efeitos de variações do ângulo de elevação solar ou a variações de nebulosidade, mas está correlacionada umidade do solo (Culf et al., 1995, 1996). Embora o albedo dos sítios de pastagem não tenha mostrado uma clara tendência sazonal, variações de mês a mês foram observadas, estando associadas ao índice de área foliar (Wright et al., 1996b). Em Ji-Paraná, diferenças sistemáticas na radiação solar incidente entre os sítios experimentais de floresta e pastagem foram observadas durante a estação seca (Culf et al., 1996). Estas diferenças podem estar relacionadas com o aumento de nebulosidade sobre a pastagem durante aquela época do ano, fato este evidenciado também no trabalho de Cutrim et al. (1995). Em se confirmando essas observações, é um resultado importante na medida que indica um efeito direto da mudança de cobertura vegetal num fenômeno atmosférico de mesoescala.

As pastagens apresentaram temperaturas máximas durante o dia mais altas e amplitudes de temperatura (temperatura máxima menos temperatura mínima) também mais altas (Culf et al., 1996). Geralmente o mínimo de temperatura foi menor à noite para a pastagem. Este resultado está associado provavelmente às baixas velocidades do vento próximo à superfície para as pastagens à noite, o que pode levar à redução dos processos turbulentos de mistura na vertical e maior estabilidade. A temperatura durante o dia na área urbana de Manaus foi sistematicamente mais alta que aquela nas duas áreas rurais (Fazenda Dimona e Reserva Ducke), mas as temperaturas na cidade à noite foram similares àquelas sobre a floresta (Maitelli and Wright, 1996). Há pequena variação sazonal de temperatura em Manaus ou Marabá, porém há um resfriamento considerável durante a estação seca em Ji-Paraná, associado à advecção de ar frio de latitudes extratropicais do Hemisfério Sul devido à passagem de sistemas frontais na América do Sul subtropical. Um marcante ciclo anual de umidade foi observado em Ji-Paraná e Marabá, mas não foi observado em Manaus. Valores mais baixos de umidade durante a estação seca estão associados a subsidência de grande escala, que

é predominante próximo às fronteiras do domínio florestal (como nas regiões de Marabá e Ji-Paraná no sudeste e sudoeste da Amazônia, respectivamente).

UMIDADE E PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO

A representação da variabilidade espacial das propriedades hidráulicas do solo nos modelos de grande escala permanece como um grande desafio para as comunidades de física do solo e de modelagem de MCG. As propriedades do solo são altamente variáveis, entretanto as parametrizações de modelos de grande escala requerem valores médios representativos de áreas muito grandes. As observações de propriedades do solo do Projeto ABRACOS foram necessariamente limitadas, mas ao adotar uma simplificação pragmática dos mapas de solos da Amazônia, e com pelo menos algumas medições das propriedades de três tipos principais de solos, Wright *et al.* (1996) derivaram uma representação de solos para utilização em modelos de grande escala da Amazônia que é, atualmente, muito mais realística do que as representações que existiam anteriormente.

Tomasella e Hodnett (1996) acharam que a condutividade hidráulica da floresta à superfície é tão alta que torna-se impossível medi-la. Isso é devido ao sistema de raízes e aos macroporos. No entanto, as medidas na pastagem de Manaus mostraram uma redução na condutividade do solo à superfície, o que foi provavelmente devido ao pisoteio do gado. A condutividade hidráulica saturada na pastagem variou enormemente com a profundidade, de mais de 100 mm h^{-1} à superfície até 17 mm h^{-1} a 1,3 m de profundidade. Zonas de alta condutividade apresentaram um número substancial de meso e macroporos. A maior parte do impacto do desmatamento ocorre nos primeiros 20 cm do solo, abaixo disso as propriedades observadas dos solos sob floresta e sob pastagem foram bastante similares. No entanto, esta conclusão é dependente da prática de manejo de utilizar pouca ou nenhuma máquina pesada e de manter baixas densidades de cabeças de gado. Sob estas condições, não foram encontrados compactação ou baixos valores de condutividade hidráulica na parte superior do solo para qualquer um dos sítios. A curva de retenção hídrica e a condutividade hidráulica não saturada puderam ser bem ajustados através do modelo de van Genuchten, mas os parâmetros foram muito diferentes de valores publicados para solos argilosos de regiões temperadas. As propriedades hidráulicas desses solos não deveriam ser estimadas a partir de textura utilizando relações derivadas para solos de regiões temperadas; essas relações implicariam em superestimar a disponibilidade hídrica e subestimar a condutividade não saturada se aplicadas ao solo de pastagem de Manaus.

A condutividade térmica apresentou menor variabilidade quando comparada às propriedades hidráulicas, variando de 1,2 a $2,9 \text{ W m}^{-1} \text{ C}^{-1}$ (Alvalá *et al.*, 1996). Para a pastagem Souza *et al.* (1996) encontrou que o fluxo de calor direciona-se para baixo durante a estação seca e para cima durante a estação chuvosa, enquanto que, para a área de floresta, foi pequeno mas consistentemente para cima. Em média, para o sítio experimental de Marabá, a diferença de temperatura da porção superior do

solo entre pastagem e floresta foi de 2,4 °C. Estas diferenças em fluxo e temperatura podem ser explicadas em termos das diferentes variações de conteúdo de água e diferenças nos balanços de energia à superfície do solo para os dois tipos de vegetação.

Hodnett *et al.* (1996) mostrou que durante a estação seca houve sistematicamente maior extração de água de perfis de água no solo sob a floresta, resultando em perfis mais secos, dentro da faixa de medições, ao final da estação seca. Há claras indicações provenientes de outros estudos (Chauvel *et al.*, 1992; Nepstad *et al.*, 1994) que confirmam e consubstanciam esse resultado de que a floresta está extraíndo água de profundidades maiores que 3,6 m (profundidade máxima dos tubos de acesso no ABRACOS). Estas indicações encontram suporte nas medidas de variações máximas de armazenamento registradas para cada um dos sítios experimentais. Consistente com uma estação seca mais longa, as máximas variações de armazenamento até a profundidade de 3,6 m em Marabá foram de 742 mm e 376 mm para floresta e pastagem, respectivamente. Tanto as variações de armazenamento quanto as diferenças de armazenamento entre floresta e pastagem foram bem menores para Manaus onde a estação seca é menos severa, no entanto a baixa capacidade de retenção d'água para os solos de Manaus acabou resultando que água do solo foi extraída de profundidades maiores. É interessante observar que não houve recarga completa do perfil de água no solo durante a estação chuvosa que se seguiu à máxima depleção observada durante a estação seca sob a floresta em Marabá, sendo 349 mm abaixo de seu valor na mesma época do ano anterior. O termo de armazenamento do balanço de água não foi nulo ao final do ciclo anual e, se esses resultados fossem extrapolados para a escala regional, a diferença entre precipitação e vazão fluvial não resultariam na evaporação média anual de grande escala. Embora isso possa ser uma ocorrência incomum, tem óbvias implicações na utilização de medições hidrológicas para verificar e validar estimativas de evaporação obtidas em modelos de grande escala. O quadro geral para água no solo mostra que existem grandes diferenças nas variações sazonais de conteúdo de água no solo, tanto entre floresta e pastagem como entre os sítios experimentais. Essas diferenças ocorrem como resultado dos diferentes regimes de precipitação, combinados com as diferenças de propriedades do solo, comportamento do lençol freático e profundidade das raízes das florestas e das gramíneas.

Modelos foram desenvolvidos para calcular o armazenamento de água nos 2 m superiores do solo para floresta e pastagem usando somente precipitação diária como dado de entrada (Hodnett *et al.*, 1996b). Os modelos foram desenvolvidos e calibrados utilizando-se precipitação, conteúdo de água no solo e dados micrometeorológicos do período de estudo do Projeto ABRACOS. Evaporação e drenagem profunda foram relacionados ao armazenamento de água no solo através de funções lineares e exponenciais, respectivamente, possibilitando determinar o armazenamento de água no solo a partir de um cálculo simples de balanço hídrico. O armazenamento de água no solo foi, então, calculado a partir da série histórica de 27 anos de dados de precipitação diária da Reserva Ducke, próxima à Manaus, assumindo que a evaporação da floresta não é afetada pelo estresse hídrico no solo.

Para floresta o modelo previu extração de profundidades abaixo de 2 m em 20 dos 27 anos da série histórica. A extração média de profundidades abaixo de 2 m foi de 60 mm, com um máximo de 231 mm em 1967. Pelo fato de que a capacidade de retenção d'água dos solos da região de Manaus é baixa, essa extração deve ser oriunda de uma grande faixa de solos profundos e, assim, enraizamento profundo é essencial.

Ainda há muito a ser aprendido sobre as propriedades e comportamento dos solos da floresta Amazônica. Medições das propriedades hidráulicas de solos são necessárias para o restante dos tipos de solos majoritários da Amazônia. Tanto as propriedades hidráulicas dos solos como o conteúdo de água no solo precisam ser medidos a profundidades maiores que 4 m de modo a fornecer um quadro completo do ciclo de água abaixo da floresta.

INTERCEPTAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO PELA FLORESTA

Dados de interceptação de chuva foram coletados por Ubarana (1996) nos sítios experimentais na Reserva Jaru e na Reserva Vale do Rio Doce. Este trabalho seguiu a mesma metodologia utilizada previamente por Lloyd e Marques (1988) na Reserva Ducke e, portanto, forneceu resultados diretamente comparáveis. Uma fração mais alta da chuva evaporou diretamente de volta à atmosfera nos dois novos sítios: 12 e 13 por cento nas Reservas Jaru e Vale do Rio Doce, respectivamente, comparado a 9 por cento na Reserva Ducke (Lloyd *et al.*, 1988). O regime tropical de precipitação pluviométrica faz com que as perdas por interceptação sejam uma diferença relativamente pequena entre precipitação sobre o dossel e precipitação sob o dossel ("throughfall"), e esta última, devido a estrutura morfológica da vegetação, é muito variável. Estes fatores tornam as medidas de perdas por interceptação sujeitas a grandes erros. As diferenças entre as medidas dos diferentes sítios experimentais são comparáveis aos valores dos erros de mensuração e, portanto, não é possível provar conclusivamente que as perdas por interceptação nos dois novos sítios foram sistematicamente maiores do que as medidas no sítio original na Reserva Ducke. Por outro lado, as diferenças foram consistentes com as diferenças encontradas nos parâmetros da estrutura da floresta que controlam a evaporação: dossel mais fechado e maiores capacidades de armazenamento deste foram observadas nas Reservas Jaru e Vale do Rio Doce em comparação à Reserva Ducke. Dentro dos limites das medições, a evaporação de todos os sítios pode ser estimada com sucesso com o modelo de Rutter.

COMPORTAMENTO ESTOMÁTICO

Um parâmetro crucial nos modelos de circulação geral é a condutância de superfície para o transporte da vapor d'água de superfícies vegetadas. A condutância de superfície integra a influência de condutâncias estomáticas individuais no volume

do dossel. Enquanto a condutância de superfície “bulk” pode ser medida diretamente utilizando métodos micrometeorológicos, um entendimento mais completo de suas flutuações requer informação sobre a condutância estomática ao nível da folha e sua resposta a fatores que mudam diuturna e sazonalmente, como a magnitude e variações no índice de área foliar.

Nos sítios de pastos em Ji-Paraná e Manaus, McWilliam *et al.* (1996) observou estreitos relacionamentos entre condutância estomática e déficit de água no solo, mas em Marabá a condutância estomática foi menos afetada pelo aumento do déficit de água no solo (Sá *et al.*, 1996). A transpiração total é controlada pela combinação de condutância estomática e área foliar. No entanto, o índice de área foliar nos sítios de pastagem também foi afetado pela água no solo e variou até 50 por cento durante o curso de um ano. A variação sazonal resultante é qualitativamente consistente com a variação observada nos dados de água no solo e medidas micrometeorológicas dos fluxos de superfície.

Apesar das diferenças em composição botânica entre e dentro dos três sítios de florestas, as respostas fisiológicas das diferentes espécies foram bastante similares (Roberts *et al.*, 1996). Não havia em geral resposta à água no solo e foram observadas respostas similares ao déficit de umidade do ar. A condutância estomática de todas as espécies depende da altura — diminuindo de cima para baixo no dossel. Esta falta de variação entre as espécies é um resultado útil porque significa que a considerável quantidade de trabalhos na literatura científica sobre o comportamento estomático de espécies da floresta tropical pode ser explorada para derivar resultado de aplicação mais geral.

A biomassa acima do solo e o índice de área foliar de um sítio foram medidos diretamente através de amostragem destrutiva (McWilliam *et al.*, 1993), e índices de área foliar de outros sítios de floresta foram estimados a partir de medidas de folhas caídas na liteira (Roberts *et al.*, 1996). O índice de área foliar foi estimado em 5,7, 5,4 e 4,4 em Manaus, Marabá e Ji-Paraná, respectivamente, com variação sazonal de somente cerca de 15 por cento. Estas estimativas dependem da suposição de que a vida média das folhas é de um ano; esta suposição ainda necessita ser comprovada, mas parece ter validade.

O microclima e os níveis de radiação são diferentes para cada profundidade do dossel, mas funções empíricas das variáveis responsáveis pela transpiração foram derivadas por Cabral *et al.* (1996) de tal modo que a transpiração total da floresta pode ser calculada usando medições de estaguetes meteorológicas acima do dossel, um modelo do dossel de múltiplas camadas e o conhecimento de como a área foliar e a condutância estomática variam com a altura e sazonalmente. A aplicação desse modelo revelou que a parte inferior do dossel contribui relativamente pouco à transpiração total. Isso ocorre apesar do fato de que alta proporção do dossel encontra-se nos baixos níveis e é explicado porque, nessa parte do dossel, condutâncias estomáticas mais baixas e níveis de radiação estão acoplados a baixos valores dos déficit de pressão de vapor e baixas velocidades do vento. Estudos da composição isotópica do vapor d' água no dossel por Ribeiro *et al.* (1996) mostraram que a parte inferior do dossel está efetivamente desacoplada da parte intermediária, a qual

contribui o máximo para a transpiração total. Medidas da variação da composição isotópica de carbono sugerem que o comportamento fisiológico da vegetação na parte inferior do dossel (Kruijt *et al.*, 1996) pode também ser diferente daquela da parte superior. Portanto, para o dossel complexo da floresta tropical, o conceito de um simples e único valor para o índice de área foliar, o qual é utilizado na maioria dos modelos preditivos, provavelmente é uma representação inadequada na situação real.

MICROMETEOROLOGIA

Nos quatro anos de medidas de campo do Projeto ABRACOS houve sete campanhas intensivas de monitoramento. O objetivo dessas campanhas de campo foi o de avaliar os parâmetros físicos que descrevem a micrometeorologia dos sítios experimentais, e fornecer estimativas de todas as componentes do balanço de energia, incluindo evaporação, a qual pode ser utilizada para calibrar modelos da superfície vegetada. Encontrou-se que as características da rugosidade aerodinâmica dos sítios conformam-se a relacionamentos convencionais baseados na estrutura da vegetação (Wright *et al.*, 1996b). Durante a estação chuvosa, a partição de energia para evaporação foi similar para floresta e pastagem, mas a evaporação total da pastagem nessa estação foi tipicamente 10 a 15 por cento menor em comparação com a floresta devido a reduzida energia disponível na pastagem e a rugosidades aerodinâmicas mais suavizadas (Wright *et al.*, 1992).

Durante a estação seca, as pastagens, que têm raízes mais rasas, foram todas afetadas pela diminuição das reservas de água no solo, apesar que com intensidades variadas dependendo do tipo de solo e da precipitação. Nos solos argilosos próximos à Manaus, a transpiração das pastagens declinou rapidamente depois de somente 10 dias sem chuva (Wright *et al.*, 1992). Em contraste, nenhuma atenuação significativa em transpiração foi observada em qualquer dos sítios de floresta durante os períodos secos, inclusive durante as estações secas mais longas em Marabá e Ji-Paraná (Wright *et al.*, 1996a). Parametrizações atuais de MCG para floresta Amazônica tendem a subestimar a profundidade da zona de raízes e, portanto, erroneamente reduzem a evaporação quando a água no solo na parte superior do solo é reduzida.

Dados de fluxos evaporativos das primeiras cinco campanhas foram utilizadas para calibrar modelos os quais calculam condutâncias estomáticas "bulk" para dosséis de florestas e pastagens a partir de dados climáticos acima do dossel (Wright *et al.*, 1995 e 1996a). Isso é uma importante calibração para os MCG na medida que determina a partição diurna e sazonal de energia em calor para convecção e formação de nuvens, e a quantidade de vapor d'água retornada do solo à atmosfera (Rocha *et al.*, 1996b). A similaridade entre os parâmetros de condutância de Manaus e Ji-Paraná e a relativa falta de similaridade nos parâmetros individuais para cada sítio de floresta indicam a acurácia e adequação desse modelo para calcular a evaporação para toda a Amazônia. A utilização dos conjuntos de parâmetros dos sítios de Manaus para calcular a transpiração de Ji-Paraná na floresta e pastagem

produziu resultados encorajadores (Wright *et al.*, 1996a), porém ressaltaram a importância de somente aplicar parâmetros otimizados como conjuntos completos.

DIÓXIDO DE CARBONO

Medições com a técnica de correlação de vórtice turbulento (“eddy correlation”) sobre a floresta da Reserva Jaru mostraram que o fluxo de CO₂ pode ser medido confiável e continuamente durante prolongados períodos. As medições de Grace *et al.* (1995a, 1995b, 1996) mostraram que a floresta em Jaru estava acumulando carbono. Grace *et al.* (1996) aplicou o modelo desenvolvido por Lloyd *et al.* (1995), e Rocha *et al.* (1996a) aplicou o modelo desenvolvido por Sellers *et al.* (1995), para estimar o balanço de carbono a partir de dados climáticos coletados acima da floresta na estação meteorológica automática. Em ambos os casos, esta modelagem calculou que a floresta era um sorvedouro significativo para carbono. No entanto, o fluxo líquido de carbono é uma pequena diferença entre fotossíntese e respiração: Meir (1996) mostrou que o fluxo líquido é somente 6 por cento da respiração do solo e, porque a respiração do solo apresenta alta sensibilidade à temperatura, o fluxo líquido é também altamente sensível a uma variação de um grau ou menos. Se for extrapolado para toda a Amazônia, estas estimativas significam que a Amazônia seria um sorvedouro de aproximadamente 0,5 G tons de carbono por ano. Este valor é altamente significativo em relação ao chamado “missing carbon” de cerca de 1 G ton de carbono por ano, porém considerando o curto período de observações, as limitações dos modelos e a variabilidade espacial, na Amazônia, das forçantes climáticas de entrada dos modelos, estas estimativas devem ser tomadas com muita cautela. Há uma urgente necessidade de coletar mais dados de fluxos de carbono. Estes dados de fluxos devem ser coletados por períodos longos para amostrar a variabilidade interanual e medidas são necessárias em todos os principais ecossistemas da Amazônia.

Medidas de fluxos de carbono sobre a vegetação dos cerrados por Miranda *et al.* (1996) mostram um comportamento bem diferente para áreas com estações secas muito longas. Há uma variação sazonal marcante, com acumulação de carbono pelo sistema durante a estação chuvosa e perda de carbono no final da estação seca. No sítio experimental estudado, a acumulação anual é estimada situar-se entre 2 a 3 tons de carbono por hectare por ano. No entanto, como a vegetação do cerrado é altamente variável e dependente da história prévia de fogo do local, estes resultados iniciais devem ser considerados como específicos àquele sítio experimental.

Estimativas de biomassa em floresta secundária por Honzack *et al.* (1996) confirmam a importância da rebrota (crescimento secundário) como um sorvedouro de carbono. A extensão e tipo de florestas secundárias em crescimento podem ser determinados por sensoriamento remoto (Lucas *et al.*, 1996), permitindo, desse modo, a extrapolação das estimativas de acumulação de carbono em pequenas áreas experimentais para toda a Bacia Amazônica.

ESTUDOS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

A camada limite atmosférica durante o dia atingiu alturas 700 a 1000 m mais altas sobre áreas com desmatamentos substanciais do que áreas adjacentes com florestas na região de Ji-Paraná (Nobre *et al.*, 1996), o que mostrou-se qualitativamente consistente com as observações de aumento do fluxo de calor sensível à superfície e diminuição da evapotranspiração sobre a pastagem em comparação com a floresta. Nobre *et al.* (1996) também observaram uma pequena diminuição na quantidade total de vapor d'água sobre a pastagem em relação à floresta. Fisch *et al.* (1996) aplicou um modelo simples, unidimensional de crescimento da camada limite (forjado por calor sensível à superfície e entranhamento no topo) e concluiu que este modelo fornece uma adequada representação do crescimento da camada limite diurna sobre a floresta durante todo o dia e, para a pastagem, da metade da manhã para a frente. No entanto, este modelo falhou em representar adequadamente o rápido crescimento da camada limite sobre a pastagem durante a manhã antes das 11 horas (hora local). Uma explicação possível é que o padrão espacial de mudanças na cobertura vegetal naquela região de Rondônia (faixas de florestas e pastagens, padrão este conhecido como "espinha de peixe") não é adequadamente representado nesse modelo de crescimento da camada limite. Dias e Regnier (1996) utilizaram um modelo tridimensional complexo (RAMS) para estudar o impacto nos campos de vento, temperatura e umidade da distribuição observada de cobertura de vegetação e topografia na região de Ji-Paraná: uma grande área desmatada cercada por florestas; a principal conclusão foi a de que o transporte vertical de momentum, calor e vapor d'água por circulações de mesoescala é significativo e não pode ser explicado pelas parametrizações de turbulência local em MCG.

MODELAGEM CLIMÁTICA

O dados do Projeto ABRACOS das campanhas de 1990 e 1991 foram utilizados para calibrar o modelo climático do Hadley Centre da Grã-Bretanha (Lean *et al.*, 1996), o modelo climático do serviço de meteorologia da França (Manzi e Planton, 1996), e também o SiB (Rocha *et al.*, 1996b), sendo este o modelo da superfície vegetada utilizado no centro brasileiro de modelagem (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC), e no GSFC/NASA e Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA), ambos nos EUA. Experimentos de desmatamentos com MCG foram realizados com todos esses modelos.

Os resultados mais recentes desses experimentos numéricos de desmatamento (Lean *et al.*, 1996) indicam uma resposta substancial ao desmatamento que varia regionalmente: alterações do total anual de precipitação podem chegar a até 20 por cento (diminuição para o caso da Amazônia coberta por pastagens), com uma tendência de orientação NW-SE das modificações de precipitação, estendendo-se a SE da área desmatada; neste experimento numérico em particular, a resposta é sensível a (pelo menos) albedo, rugosidade e infiltração máxima à superfície, mas

a análise de sensibilidade do MCG francês (Manzi e Planton, 1996) também revelou considerável sensibilidade ao tipo de esquema de convecção utilizado. Os resultados de um experimento por Lean *et al.* (1996), no qual somente parte da Amazônia foi desmatada, isto é, um cenário mais realístico, não poderia ser deduzido facilmente do experimento de desmatamento total. Estas diferenças enfatizam o fato de que todas as previsões dos MCG do clima são muito sensíveis à representação das características da superfície vegetada.

É interessante notar que as modificações climáticas previstas nas distribuições de temperatura e umidade como resultado do desmatamento da Amazônia nesses estudos de simulação são da mesma magnitude daquelas previstas para a Amazônia ao se dobrar a concentração atmosférica de CO₂, fazendo o impacto regional de modificações da cobertura da vegetação na Amazônia (pelo menos) tão importante como os potenciais efeitos regionais do aquecimento global.

COMENTARIO FINAL

No início do Projeto ABRACOS a comunidade de modelagem climática estudiosa da questão dos impactos climáticos dos desmatamentos da Amazônia havia obtido avanços em seus modelos a um ponto onde progressos adicionais estavam mais limitados pela falta de dados do que por desenvolvimentos de modelagem. Os dados coletados pelo Projeto ABRACOS modificam esse quadro. A prioridade agora é aplicar, nos modelos, essa enorme quantidade e variedade de dados coletados sob os auspícios do Projeto ABRACOS. Os dados já foram utilizados para derivar alguns dos parâmetros requeridos e encontram-se amplamente disponíveis para todos que queiram utilizá-los para desenvolver, calibrar ou validar seus modelos. Um sumário dos parâmetros gerados pelos estudos do ABRACOS é apresentado em forma tabular por Wright *et al.* (1996). A utilização da informação nessa tabela já representaria uma melhora imediata ao realismo de estudos de modelagem climática da Amazônia. Mais do que isso, o aumento no entendimento de como os processos, no solo, plantas e atmosfera, modificam-se quando a floresta é substituída por pastagem significa que podemos ter mais confiança nas interpretações das previsões dos modelos.