

Metabolismo de carbono de plantas cultivadas e o aumento de CO₂ e de O₃ atmosférico: situação e previsões

Carlos Pimentel (¹)

(¹) Departamento de Fitotecnia, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 23851-970 Seropédica (RJ), Brazil. E-mail: greenman@amcham.com.br (*)Autor correspondente. Bolsista em Produtividade Científica do CNPq.

Recebido: 17/nov./2009; Aceito: 27/mai./2010

Resumo

A atividade de gases da atmosfera, principalmente os "Gases de Efeito Estufa" (GEE), como o vapor d'água, o gás carbônico, o metano, os óxidos de nitrogênio e o ozônio, passou a ser objeto de estudos devido ao seu aumento, causando as mudanças climáticas globais, como o aumento da temperatura do ar, secas e outras. Além do gás carbônico, está havendo aumento da emissão de Compostos Orgânicos Voláteis (COV) na troposfera, além de óxidos de nitrogênio, que causam a produção de ozônio tóxico aos seres vivos. Este, o ozônio produzido em baixa altitude reduz a fotossíntese e produtividade de culturas sensíveis, como a soja e o algodão, culturas importantes no Brasil. O aumento substancial da concentração de gás carbônico na atmosfera, nos próximos anos, provavelmente causará aumento da fotossíntese e biomassa em plantas. Esse processo ocorrerá especialmente nas espécies arbóreas e gramíneas C₃ e menos nas leguminosas e plantas C₄. Entretanto, este aumento será menor que o previsto por estudos em ambiente controlado, segundo resultados de campo. Além disso, a maior concentração destes GEE na atmosfera causará aumento da temperatura do ar e redução da disponibilidade de água no solo, que podem anular o efeito benéfico e fertilizante do gás carbônico, especialmente quando associado ao efeito nocivo do aumento de ozônio na biosfera. Contudo, os estudos têm sido realizados em regiões temperadas, e pouco se sabe sobre a atividade do gás carbônico e ozônio, e seus efeitos sobre o metabolismo das plantas cultivadas, em regiões tropicais.

Palavras-chave: biomassa, fotossíntese, gases de efeito estufa, ecofisiologia de plantas cultivadas.

Carbon metabolism of crops and the increase of atmospheric CO₂ and O₃: situation and previsions

Abstract

The activity of atmospheric gases, especially greenhouse gases (GHG), as water vapor, carbonic gas, methane, nitrogen oxides and ozone, became object of studies because of its increase in the atmosphere, causing a rise in air temperature, drought and others. In addition to carbonic gas, there was an increase in the emission of Volatile Organic Compounds (VOC) in the troposphere, as well of nitrogen oxides, which generates ozone, toxic to all living beings. The ozone produced at low altitudes reduces photosynthesis and yield of sensitive species, as soybean and cotton, important Brazilian crops. The prevision of a substantial increase in atmospheric concentration of carbonic gas during the next years will probably cause an increase in photosynthesis and biomass of C₃ plants, especially in woody and grasses species, in detriment to leguminous and C₄ plants. However, this increase can be lower than predicted by studies carried out under controlled conditions, as demonstrated by field results. The large concentration of these GHG in the atmosphere will rise the air temperature and will reduce the soil water content, which can annul the fertilization effect of carbonic gas, potentially extending the harmful effect of the ozone in the biosphere. The few available studies have been conducted in temperate regions and little is known about the effects of carbonic gas and ozone on the metabolism of crops in tropical regions.

Key words: biomass, crop physiology, greenhouse gases, photosynthesis.

1. INTRODUÇÃO

A atmosfera é composta em mais de 98% por nitrogênio, argônio e oxigênio moleculares, mas que são gases pouco reativos, não absorvem radiação solar e, por esse motivo, não interferem com as discutidas mudanças climáticas globais. Contudo, a atividade e fluxos de outros gases de baixa concentração na atmosfera (alguns com concentrações menores que $1 \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$, como o ozônio) absorvem radiação luminosa afetando o clima global e suas mudanças. Estes gases são o vapor d'água, o dióxido de carbono (CO_2), o ozônio (O_3), o metano (CH_4), os óxidos de enxofre e de nitrogênio, o dióxido de nitrogênio (N_2O) e os NO_x (que são o monóxido de nitrogênio ou óxido nítrico [NO] e o óxido de dinitrogênio [NO_2]). Na mesma categoria, também incluem-se os aerossóis (partículas maiores contendo carbono e cloro, bromo ou flúor, os halocarbonos), que são considerados "Gases de Efeito Estufa" (GEE). Por isso, todos esses gases passaram a ser mais estudados a partir da década de 1990 (BRENNAN et al., 2007; FUHRER, 2009). Estes GEE absorvem radiação luminosa, principalmente ultravioleta (UV) e infravermelha (IV), aumentando a temperatura do ar, entre outros efeitos. Portanto, o aquecimento do ar, uma das mudanças climáticas globais já observadas e previstas, é causado, em grande parte, pelo aumento da produção, natural e antropogênica, destes GEE na troposfera (SOLOMON et al., 2007). Este aumento recente dos GEE na atmosfera, para uma escala geológica, se iniciou principalmente a partir de 1750 (com a revolução industrial), causando fenômenos como o aquecimento global, chuvas e secas intensas e a descoberta do buraco na camada de ozônio estratosférica (HOUGHTON et al., 2001). Esta constatação levou à proposição pela Organização das Nações Unidas (ONU) do protocolo de Kioto, em 1995, e as discussões sobre o controle das emissões destes GEE, que perduram sem um consenso (BRENNAN et al., 2007).

Além de serem recentes, estes estudos sobre emissões e sequestro de GEE estão sendo realizados principalmente em zona temperada, como comprovam os dados e discussões apresentados nos relatórios técnicos de órgãos do governo americano, como os de SARMIENTO e WOSFY (1999) e BRENNAN et al. (2007), obtidos em (<http://www.usgcrp.gov>); de HOCKSTAD et al. (2006) em (<http://yosemite.epa.gov>), e de NEUMAN (2000) em (<http://www.nasa.gov>); ou de órgãos internacionais vinculados à ONU, como os de HOUGHTON et al. (2001) e de SOLOMON et al. (2007) (<http://www.ipcc.ch>); entre outros. Nestes relatórios, faz-se com frequência a previsão dos efeitos climáticos na agricultura, a partir de dados obtidos em ambientes controlados (mesmo usando as "open top growth chambers"), que não devem ser extrapolados para o campo (PIMENTEL, 2004). Já outros artigos e revisões, como os de AINSWORTH e ROGERS (2007), DERMODY et al. (2008), FUHRER (2009), LEAKEY et al. (2009), LONG et al. (2006), entre outros, trazem discussões sobre as diferentes respostas das plantas cultivadas ao aumento de CO_2 e O_3 ,

com base em estudos em campo, mas em zona temperada. Há muito já se sabe que ocorrem diferenças nas respostas aos estresses ambientais para genótipo, ambiente e suas interações fenotípicas (PIMENTEL, 2006).

Os estudos publicados sobre a atividade destes GEE e efeitos sobre as plantas cultivadas na zona tropical, e no Brasil (ARTAXO et al., 2005; CERRI et al., 2007; FEARNESIDE, 2008) ainda são poucos e restritos à ambientes controlados (BULBOVAS et al., 2007; FURLAN et al., 2007; GOMES et al., 2005), o que é preocupante, sobretudo porque as condições climáticas em zona tropical são bastante distintas da zona temperada. Por exemplo, segundo NEUMAN (2000), a incidência de radiação UV (com mais energia e mais danoso ao DNA que a luz visível) sobre o equador é bem maior que em latitudes maiores, porque o Sol está mais perpendicular à Terra. Assim, a zona tropical recebe mais radiação solar, especialmente UV, que a zona temperada e, por isso, o solo também reflete mais radiação infra-vermelha (IV, com menos energia que o UV, mas que provoca aquecimento quando absorvida pelos GEE). Esta maior radiação incidente mais a emitida pela Terra são absorvidas pelos GEE, cujas concentrações estão aumentando na atmosfera, e vão aquecer mais ainda a atmosfera na zona tropical que em zona temperada. Devido ao aumento previsto no gradiente de calor gerando fluxos de ar mais intensos entre estas regiões (NEUMAN, 2000), deve ocorrer maior variabilidade climática, com maiores amplitudes térmicas, secas mais frequentes ou excessos de chuvas causando maiores reduções na produtividade agrícola na zona tropical (HOUGHTON et al., 2001; SOLOMON et al., 2007). Outro ponto a ressaltar é a necessidade de mais estudos com as espécies arbóreas tropicais. Na floresta amazônica, tais estudos são praticamente inexistentes (ARTAXO et al., 2005; FEARNESIDE, 2008; SAKAI et al., 2004), considerando-se que a resposta de espécies arbóreas (28% de aumento de biomassa da parte aérea na média dos estudos com espécies de clima temperado) é maior que as anuais (somente 17% na média), e que as florestas representam 50% do carbono sequestrado na biomassa terrestre (LONG et al., 2006).

Nesta revisão, os principais resultados existentes sobre os efeitos de altas concentrações de CO_2 e O_3 no metabolismo de carbono e produtividade agrícola, obtidos em campo em zona temperada, são discutidos. Estes resultados são comparados aos dados obtidos em ambiente controlado e usados em modelos matemáticos, para discussão das previsões feitas sobre os efeitos das mudanças climáticas futuras na agricultura, especialmente para o clima tropical, no Brasil.

2. BALANÇO DE ENERGIA E FLUXOS DE CO_2 E O_3 NA ATMOSFERA

O aquecimento da atmosfera, desde a formação da Terra, foi gradual, com oscilações causadas principalmente por queda

de meteoros, variações no fluxo de radiação solar sobre a Terra e a atividade vulcânica (HOCKSTAD et al., 2006). Sabendo-se que aproximadamente 70% da superfície terrestre são cobertas por água, a hidrosfera, considera-se os oceanos como um vasto reservatório para as trocas de energia e matéria com a atmosfera (SOLOMON et al., 2007). Essas trocas, tanto de água por processos físicos, quanto de CO₂ e O₂ (precursor do O₃) por processos biológicos são maiores do que as trocas entre a superfície terrestre e a atmosfera (HOUGHTON et al., 2001; SOLOMON et al., 2007). A fotossíntese e a respiração mitocondrial do fitoplâncton e algas possuem, por exemplo, taxa de assimilação de CO₂ (A) superior à de árvores, cujo crescimento é bem mais lento (Fearnside, 2008). Assim, as trocas de energia e gases entre oceanos e atmosfera são as mais importantes na biosfera.

Energia solar e composição da atmosfera tropical

Na zona tropical, visto o sol estar mais perpendicular à superfície terrestre que em zona temperada, há alta incidência de radiação UV. Por isso, a produção de O₃ na estratosfera, que depende da absorção de UV pelo O₂, é maior na zona tropical que na temperada. O O₃ se desloca em direção aos polos, auxiliado pelo fluxo de ar devido ao gradiente de calor entre estas regiões (NEUMAN, 2000; SOLOMON et al., 2007). A atmosfera aquece-se mais (pela maior absorção e menor reflexão de energia solar) no equador, tornando o ar menos denso que ascende e desloca-se em altitude para os polos, em função do gradiente de temperatura. Esse processo provoca, na superfície terrestre, o movimento de ar frio e mais denso dos polos para o equador, por convecção, formando uma célula de circulação de ar (FEARNSIDE, 2008). Devido à rotação da terra (força de Coriolis), cada hemisfério possui três células de circulação de ar: a célula Hadley, entre o equador e em torno da latitude de 30°, a célula Ferrel, entre as latitudes próximas de 30° e de 60°, e a célula Polar, da latitude em torno de 60° até os polos. Na célula de circulação Hadley (da região tropical), o ar quente e úmido, que ascende no equador, move-se até a latitude em torno de 30°, onde já mais seco e frio, desce até a superfície e retorna ao equador, promovendo o movimento de ar frio do sul para o norte do Brasil (FEARNSIDE, 2008; NEUMAN, 2000).

Outros GEE e seus efeitos na atividade do CO₂ e O₃

Os gases H₂O, CO₂, CH₄, N₂O e O₃, considerados GEE, são de ocorrência natural, enquanto os GEE halogênicos, contendo flúor, cloro e bromo, como o CloroFluorCarbono (CFC) e o BromoFluorCarbono, são produtos da atividade industrial, pois diminuem a concentração de O₃

na estratosfera (BRENNAN et al., 2007). O CFC, que era considerado um gás inerte, absorve UV em altitude e reage com o O₃, diminuindo sua concentração na estratosfera (FUHRER, 2009). Da mesma forma, o monóxido de carbono (CO), os NO_x e os compostos orgânicos voláteis (COV, em inglês os "VOC") não causam o aquecimento global diretamente, mas são precursores de O₃, sendo considerados GEE (HOCKSTAD et al., 2006). Segundo Solomon et al. (2007), naquele ano, a concentração atmosférica de óxidos de nitrogênio foi de 319 nmol mol⁻¹, tendo sido de 270 nmol mol⁻¹ no início da Era Industrial, em 1750 (BRENNAN et al., 2007). O aumento na concentração dos óxidos de nitrogênio e de COV na biosfera, que levam à produção de O₃, é devido, primariamente, à queima de combustíveis fósseis ou de biomassa, mas também de forma natural, nas queimadas espontâneas e pela atividade biológica em florestas, solos e na água (FUHRER, 2009).

Assim, só no século 20, a temperatura média do ar aumentou em 0.6 °C, devido à emissão antropogênica dos GEE, absorvendo mais radiação e promovendo o aquecimento da atmosfera. A geração de GEE é devida, principalmente, à atividade industrial, que gera as maiores quantidades desses gases, em comparação com as atividades de uso da terra como o desflorestamento (SARMIENTO e WOSFY, 1999; SOLOMON et al., 2007). Segundo BRENNAN et al. (2007), com o aumento atual na concentração dos GEE, principalmente do CO₂, mas também do CH₄, NO_x, COV, aerossóis (carbono orgânico, nitrato e poeira) e do O₃, haverá grandes variações climáticas, tais como: maior ocorrência de temperaturas extremas, com ondas de calor e de frio. Além disso também haverá mudanças nos padrões das correntes de ar sobre o globo terrestre, acentuando a seca em algumas regiões, principalmente na zona tropical, mas com precipitações pesadas em outras regiões (HOCKSTAD et al., 2006).

Formação, natural e antropogênica, e sequestro de CO₂

A concentração de CO₂ na atmosfera foi em torno de 380 µL L⁻¹ em 2008 e está aumentando aproximadamente 2,6 µL L⁻¹ ano⁻¹ (FEARNSIDE, 2008). A emissão anual de CO₂ oriundo da atividade industrial e queima de combustíveis fósseis aumentou a média de 6,4 Gt de C ano⁻¹ para 7,2 Gt C ano⁻¹ em 2000-2005, enquanto a emissão de CO₂, associada com as mudanças no uso da terra, foram em torno de 1,6 Gt C. ano⁻¹, na década de 1990 (SOLOMON et al., 2007). Somente nos Estados Unidos (EUA), houve aumento de 20% da emissão de CO₂, de 1990 a 2005, devido à maior queima de combustíveis fósseis e atividade da indústria de cimento e aço. Ademais, cerca de 70 a 75% da energia elétrica nos EUA é gerada principalmente pela queima de carvão mineral (BRENNAN et al., 2007). Em 2004, esta geração de energia elétrica consumiu 34%

dos combustíveis fósseis e 94% do carvão mineral gerando 40% do CO₂ emitido na atmosfera nos EUA (HOCKSTAD et al., 2006). SARMIENTO e WOSFY (1999) mostram que, durante a década de 1980, houve um aumento de $3,3 \pm 0,2$ Gt C ano⁻¹ na atmosfera, e a taxa de emissão de carbono para a atmosfera, somente devido à queima de combustíveis fósseis, foi de $5,5 \pm 0,5$ Gt C ano⁻¹. Portanto, fica claro que uma grande fração do carbono emitido não fica na atmosfera e é sequestrada pela biosfera (SOLOMON et al., 2007). Nesta mesma década, os oceanos absorveram $2,0 \pm 0,8$ Gt C ano⁻¹, e o Atlântico norte e os oceanos Atlântico e Pacífico do sul foram os principais drenos de sequestro de C nos oceanos, e o oceano Pacífico equatorial, a principal fonte de emissão de C, mas são variáveis em função dos ciclos do “El Niño” (SARMIENTO e WOSFY, 1999).

A princípio, os oceanos, com seu “bombeamento biológico” maior que a parte terrestre, têm alta capacidade de absorver o CO₂ antropogênico, sendo a biota marinha, na década de 1990, responsável pelo sequestro de 48% do CO₂ emitido pela queima de combustíveis fósseis. Logo, os oceanos são os principais ambientes responsáveis pelo sequestro de carbono em curto prazo (HOCKSTAD et al., 2006). A biosfera terrestre de clima temperado absorveu $1,8 \pm 1,4$ Gt C ano⁻¹, durante a década de 1980, principalmente pelas florestas perenes do hemisfério norte, situadas na maior área terrestre do planeta, especificamente nos EUA, Rússia e Canadá (SARMIENTO e WOSFY, 1999). Porém, existem fortes evidências que grande parte da absorção de C no hemisfério norte ocorre, principalmente, pela atividade fotossintética do fitoplâncton e algas marinhas (mais de $2,5$ Gt C ano⁻¹ nos anos 1990), durante o verão, no oceano Atlântico norte (SOLOMON et al., 2007).

Já a perda de carbono da biosfera terrestre decorrente do desmatamento foi estimada em $1,6 \pm 1,0$ Gt C ano⁻¹, o que é bem menor que as estimativas de emissão de C para a atmosfera devido ao desmatamento, feitas na década de 70 (SARMIENTO e WOSFY, 1999). Hoje, acredita-se que a biosfera é quase neutra no balanço de carbono, devido ao sequestro de C, sobretudo no hemisfério norte, pelas florestas de coníferas sempre verdes e pelo Atlântico norte, mas também no hemisfério sul, pelos oceanos Pacífico e Atlântico sul, assim como pelas florestas tropicais, apesar de seu crescimento lento (SOLOMON et al., 2007). Contudo, em zona tropical, a estimativa apresentada por Brennan et al. (2007) é que a perda anual de carbono pelo desmatamento na Amazônia possa ser de 0,1 Gt, correspondendo a 25% a mais do estimado. Segundo Fearnside (2008), 18% da Amazônia legal já foram desmatadas até então, a uma taxa de 10.000 a 20.000 km² ano⁻¹, até 1996, ou seja, 70% da área desmatada se tornaram pastagens e apenas 30% foram usadas para agricultura de subsistência (SAKAI et al., 2004).

Quanto ao sequestro de carbono pelo uso da terra, HOCKSTAD et al. (2006) assinalam que, em zona tropical,

o reflorestamento ou pelo menos a paralisação do desmatamento podem exercer um efeito de resfriamento da atmosfera. Esse fato seria decorrente tanto da manutenção do carbono na forma orgânica vegetal, reduzindo sua emissão (ARTAXO et al., 2005), quanto da maior conservação da disponibilidade de água pela floresta, que resfria o ambiente ao se evaporar. Em relação ao manejo agrícola, o sistema de plantio direto (SPD) pode reduzir o aquecimento global pelo sequestro de carbono no solo (BAYER et al., 2004; CERRI et al., 2007), mas esta forma de sequestro é muito pequena, pois as concentrações de matéria orgânica (MO) em solos de clima tropical são muito baixas, comparadas aos de clima temperado (PIMENTEL, 2006). Contudo, somente dentro de mais de 10 anos para regiões úmidas e mais de 20 anos para regiões secas haverá significativo sequestro de carbono no SPD (SIX et al., 2004). Esse fato vai ocorrer porque a emissão de N₂O pode ser aumentada no início do uso deste sistema, reduzindo o efeito positivo da incorporação de MO, usada rapidamente por micro-organismos do solo em atividade praticamente o ano todo (PIMENTEL, 2006). Por outro lado, após o desflorestamento e cultivo subsequente de arroz de sequeiro, a assimilação fotossintética de carbono pelo arroz é superior ao da pastagem. Mas com um único cultivo de arroz, em setembro, com o solo descoberto no restante do ano, esta vantagem deixa de existir. Portanto, a agrosilvicultura, com dois ou três plantios por ano ou o plantio de milho ou sorgo no período seco do ano, utilizando-se o SPD, entre outras práticas agrícolas, trariam mais vantagens para o sequestro de carbono na agricultura que nas pastagens, na região amazônica.

Deve-se ressaltar que o solo é considerado um dos maiores reservatórios, na biosfera terrestre, para carbono, na forma de MO (SARMIENTO e WOSFY, 1999; HOCKSTAD et al., 2006; BRENNAN et al., 2007). Contudo, como descrito anteriormente, estas informações são baseadas em dados coletados em clima temperado. Neste clima, a decomposição da MO é muito lenta, principalmente durante o inverno, com o solo congelado junto aos restos de cultura do ano anterior. Ao contrário do clima temperado, no ambiente tropical, as intempéries atuam durante todo o ano e os solos são mais pobres em nutrientes e mais ácidos (PIMENTEL, 2006). Assim, o sequestro de carbono em solos tropicais é baixo e os seus níveis de MO são menores (0 a 2% na maioria dos solos do cerrado, por exemplo), quando comparados aos solos de regiões temperadas, como a tundra próxima ao círculo polar ártico, com mais de 15% de carbono (PIMENTEL, 2006). Por outro lado, a MO do solo em regiões tropicais é mantida principalmente sob florestas tropicais, mas quando se muda o uso da terra para a agricultura, mesmo sob o SPD, ou para a pecuária, os teores de MO no solo são reduzidos, quando comparados aos teores do solo sob a floresta (FEARNSIDE, 2008). Diante desses argumentos e dados científicos, pode-se descrever que a manutenção

das florestas tropicais ou o reflorestamento, assim como uma agricultura sustentável em áreas desmatadas são as principais formas de manter o estoque de C-orgânico nas árvores e no solo, para o sequestro de carbono na biosfera terrestre de regiões tropicais (PIMENTEL, 2006).

Formação, natural e antropogênica do bom O₃ (camada de O₃ na estratosfera) e do mau O₃ (formado na troposfera)

Além dos outros GEE, o O₃ pode ser importante para a biosfera, pois tanto sua síntese quanto sua degradação absorvem UV (Sillman, 1999; Fuhrer, 2009). Por esse motivo, a camada de O₃ na estratosfera forma um escudo protetor contra a radiação biologicamente ativa (principalmente < 0,30 μm), sendo considerado o bom O₃ (SARMIENTO e WOSFY, 1999). Assim, a produção de O₂ pelos vegetais, inicialmente nos oceanos, aumentando sua concentração na atmosfera, e sua transformação fotoquímica em O₃ na camada de ozônio, e vice-versa, permitiu, nos últimos 400 milhões de anos de evolução das plantas, que estas passassem dos oceanos, protegidos das radiações solares pela água, para a superfície terrestre, mais hostil à vida (SOLOMON et al., 2007). Já na baixa troposfera, próximo à superfície terrestre, o O₃ é chamado de mau O₃, pois tem efeitos tóxicos para os seres vivos (CHAMEIDES et al., 1994). O O₃ é considerado uma espécie ativa de oxigênio (EAO), visto que seus efeitos nocivos nos seres vivos dependem da sua concentração e do tempo de exposição; para os vegetais, há grande diferença na tolerância à exposição ao O₃ entre as espécies cultivadas (SILLMAN, 1999). A soja e o algodão, importantes culturas brasileiras, além do trigo, tomate, melão e outros são plantas mais sensíveis à exposição ao O₃ (CHAMEIDES et al., 1994). Já o arroz, sorgo, milho, tabaco e batata são de sensibilidade média ao O₃, enquanto a cevada, ameixa e framboesa são mais tolerantes ao O₃ (FUHRER, 2009).

Em altitude, na baixa estratosfera, a chamada camada de ozônio, com ± 90% do O₃ atmosférico, se localiza entre 18 e 28 km de altitude (BRENNAN et al., 2007). O O₃ é formado a partir de O₂ e O⁻², absorvendo UV, e a sua degradação também absorve UV e forma novamente O₂ e O⁻², completando o ciclo de O₃/O₂ ou O_x (formação e degradação fotoquímica do O₃). Este ciclo do O_x, chamado ciclo de Chapman (primeiro autor a propô-lo), protege a nossa biosfera dos efeitos nocivos da radiação UV e de outras de menor λ (raios X e cósmicos), que são absorvidas no ciclo (NEUMAN, 2000). A formação fotoquímica do O₃, na estratosfera se inicia quando o oxigênio molecular absorve radiação UV ou com λ abaixo desta, dissociando-o em dois átomos de oxigênio (O₂ + energia [radiação UV ou de menor λ] → 2 O⁻²). Em seguida, o O₃ é formado rapidamente, sem requerimento de energia (O⁻² + O₂ + M → O₃ + M), onde M representa

outra molécula neutra da atmosfera, provavelmente o N₂ ou o próprio O₂, necessária para o balanço de energia na reação (HOCKSTAD et al., 2006). Este O₃ produzido pode ser destruído em uma reação mais lenta, com um átomo de oxigênio (O⁻² + O₃ → 2 O₂), ou mais rapidamente, em reação fotoquímica (O₃ + energia [radiação UV ou de menor λ] → O⁻² + O₂), a fotólise do O₃. Esta fotólise é um pouco mais lenta que a reação de síntese do O₃. O O⁻² produzido na fotólise do O₃ é rapidamente reutilizado para a síntese de O₃ (FUHRER, 2009; NEUMAN, 2000). Caso haja o CFC na altitude da camada de O₃, este, ao absorver UV, libera Cl⁻¹, que reage com o O₃, reduzindo a concentração de O₃ (FUHRER, 2009).

Portanto, o ciclo do O_x, que ocorre principalmente na camada de ozônio, permite a absorção de praticamente toda a radiação nociva emitida pelo sol, antes que esta atinja a superfície terrestre, e o O₃ produzido no ciclo, principalmente na zona tropical, dura de minutos a horas, sendo degradado, fotoquimicamente, várias vezes ao longo do dia (HOCKSTAD et al., 2006). Esta radiação UV absorvida pelo ciclo do O_x na estratosfera, se atingisse a Terra, não permitiria a existência da vida terrestre, como se conhece, pois ela causaria a destruição fotoquímica de várias moléculas orgânicas, inclusive o DNA (BRENNAN et al., 2007).

Já em baixa altitude, na troposfera, atualmente, além do aumento da produção de CO₂, há um aumento na formação de O₃, a partir de reações de GEE (diferentes das reações de formação do bom O₃, em altitude), principalmente os óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV), como os hidrocarbonetos (R-H) e outros (NEUMAN, 2000). O NO_x e o COV são gerados pela queima de combustíveis fósseis, por veículos e pela indústria em grandes metrópoles (FUHRER, 2009). Porém, podem também ser emitidos pelas florestas (isoprenos e outros) ou produzidos pela queima de biomassa em regiões onde há queimadas, produzindo O₃ na zona rural (ARTAXO et al., 2005; HOCKSTAD et al., 2006; SOLOMON et al., 2007).

A formação de O₃ em baixas altitudes vem aumentando, e ocorre somente em presença de luz, dependendo da concentração de GEE no ar (NO_x e COV). A concentração de O₃ na atmosfera poderá chegar a valores acima de 60 nmol.mol⁻¹ (ppb) até 2050, o que deverá causar reduções significativas na produção das culturas de soja e algodão (CHAMEIDES et al., 1994) e menos danos nas culturas do arroz e milho (FUHRER, 2009). Os gases poluentes que levam a formação do O₃ em áreas urbanas são produzidos pela queima de combustíveis fósseis, mas as maiores concentrações de O₃ são constatadas nas áreas rurais próximas (raio de 100 a 200 km de distância) a estes centros urbanos (SILLMAN, 1999). Além disso, o O₃ também é produzido em zona rural a partir de reações dos NO_x, associados com os COV produzidos naturalmente pela vegetação ou pela queima de biomassa, natural

ou antropogênica (ARTAXO et al., 2005). Os gases NO_x e COV podem ser transportados por longas distâncias, dependendo das condições climáticas, formando O_3 em locais distantes da fonte dos seus gases formadores, principalmente em dias quentes e ensolarados (HOUGHTON et al., 2001; SOLOMON et al., 2007).

Nas baixas altitudes da troposfera (em torno de 1 km de altitude), a fotodissociação do NO_2 é a reação inicial de produção de átomos de oxigênio, necessários para a formação do O_3 ($\text{NO}_2 + \text{energia [radiação UV]} \rightarrow \text{NO} + \text{O}^{\cdot}$ e $\text{O}^{\cdot} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$). O NO pode reagir com o O_3 , formando novamente o NO_2 ($\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$), consumindo o O_3 formado na fotodissociação do NO_2 (PAULING, 1988), porém nas horas do dia com maior incidência de radiação solar, a formação de O_3 é mais rápida que sua dissociação (BRENNAN et al., 2007). Além disso, quando o NO é oxidado a NO_2 por outros processos (sem consumo de O_3), também ocorre aumento de O_3 na atmosfera. O NO pode ser foto-oxidado por peróxidos de hidrogênio (H_2O_2) ou por um composto derivado da oxidação de COV ($\text{R-H} + \text{O}_2 \rightarrow \text{R-CHO}$ [aldeídos ou cetonas]), produzidos na queima de combustíveis fósseis e de biomassa ou emitidos por florestas (isoprenos e outros COV), formando NO_2 . Como descrito anteriormente, a fotólise do NO_2 produz O^{\cdot} , que por sua vez vai formar O_3 ($\text{R-H} + \text{NO} + \text{O}_2 + \text{energia [radiação UV]} \rightarrow \text{R-CHO} + \text{NO}_2$, seguido por $\text{NO}_2 + \text{energia [radiação UV]} \rightarrow \text{NO} + \text{O}^{\cdot}$ e $\text{O}^{\cdot} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$) (SILLMAN, 1999).

Enquanto a formação de O_3 de baixas altitudes na zona temperada ocorre principalmente no verão (FUHRER, 2009), em zona tropical rural, as maiores concentrações de O_3 ocorrem de agosto a outubro (ARTAXO et al., 2005), na primavera, depois do período seco, quando da maior queima de biomassa, natural e antropogênica (SAUVAGE et al., 2006). A concentração troposférica de O_3 (o mau O_3) na zona tropical é devida, segundo ARTAXO et al. (2005), aos seguintes fatores: (a) produção em tempestades, pela ação de relâmpagos (SILLMAN, 1999); (b) por convecção da estratosfera para a superfície, aos 30° de latitude, pela célula de circulação Hadley (NEUMAN, 2000); (c) por sua produção na superfície terrestre; e (d) uso de fertilizantes nitrogenados na agricultura, tanto na África como na América do Sul (SAUVAGE et al., 2006). A produção de O_3 na superfície terrestre é dependente das emissões de NO_x e COV das florestas, da queima de biomassa e de combustíveis fósseis e de fontes biogênicas, como as regiões alagadas produzindo CH_4 e outros COVs, além da atividade microbiana em solos sem alagamento (ARTAXO et al. 2005; FUHRER, 2009).

No Brasil, há poucas referências sobre monitoramento de O_3 (<http://www.thesalmons.org/ozone/countries.html>), mas monitoramentos feitos em cidades, como Natal e Curitiba indicam baixas concentrações de O_3 . Contudo, FURLAN et al. (2007) ressaltam que, na cidade de São Paulo, já houve mais de 250 episódios, com

concentrações de O_3 superiores a 80 nmol mol^{-1} , nos últimos cinco anos, e estas concentrações tendem a persistir e aumentar nos próximos anos. Estes autores sugerem o uso de uma cultivar de goiaba, a Paluma, como bioindicador do efeito do O_3 nos trópicos, por ser bastante sensível aos efeitos do O_3 . BULBOVAS et al. (2006) demonstram que em uma variedade de soja cultivada na região amazônica, a Tracajá, há danos fisiológicos, na fase de plântula, sob concentrações abaixo de 30 nmol mol^{-1} de O_3 , ressaltando que na região amazônica a concentração média de O_3 pode ser de 30 a 40 nmol mol^{-1} . Há previsões de aumento da concentração de O_3 em baixa altitude, na Amazônia, chegando a 60 nmol mol^{-1} em 2030. ARTAXO et al. (2005) assinalam que a concentração de O_3 na floresta amazônica passa de 12 nmol mol^{-1} no período chuvoso, para até 100 nmol mol^{-1} no período seco das queimadas. Outra referência sobre monitoramento das concentrações de ozônio na Amazônia é em Ji-Paraná (10,04° Lat; 61,55° Long.), com 20 nmol mol^{-1} em março de 1999, e 51 nmol mol^{-1} em agosto de 1999 (<http://www.thesalmons.org/ozone/countries.html>). Este último valor já é considerado bastante nocivo (acima de 40 nmol mol^{-1}) e reduz a fotossíntese de plantas sensíveis, como a soja (CHAMEIDES et al., 1994; FUHRER, 2009). No fim da época seca, na América do Sul, RUMMEL et al. (2007) ressaltam que a concentração de O_3 chega a 80 nmol mol^{-1} na região do Cerrado, ao nível da superfície terrestre, no período da tarde, como consequência da queima de biomassa. Segundo estes autores, na Amazônia há um forte sequestro de O_3 durante a noite, principalmente por reações com o NO produzido naturalmente pela floresta, mas que é muito menor nas regiões amazônicas transformadas em pastos, onde não há este sequestro de O_3 . Mais estudos sobre a emissão e sequestro de GEE na Amazônia são necessários para se entender os seus fluxos nesta floresta (RUMMEL et al., 2007).

Provavelmente, estas altas concentrações de O_3 no Brasil, com mais de 50 nmol mol^{-1} em agosto, são decorrentes do aumento de NO_x produzido nas queimadas de vegetação, naturais e induzidas pelo homem, que são mais frequentes nesta época mais seca do ano (SAUVAGE et al., 2006). Se estas concentrações persistirem até novembro poderão causar uma redução significativa da fotossíntese de culturas semeadas nesta época (BULBOVAS et al., 2006). Seria muito importante para o Brasil, devido ao seu efeito na soja e no algodão, proceder ao monitoramento mais frequente da concentração atmosférica de O_3 , no cerrado brasileiro, para se estudar esse fenômeno.

3. METABOLISMO DE CARBONO EM PLANTAS CULTIVADAS SOB ALTA CONCENTRAÇÃO DE CO_2 E O_3

Ainda são poucos os estudos sobre as respostas no metabolismo de carbono e na produtividade de plantas agrícolas

ao aumento da concentração de CO₂ e O₃ no campo, em clima tropical, e que são inexistentes no Brasil. É importante salientar que as respostas fisiológicas às diferentes condições ambientais são muito variáveis, em função do genótipo, ambiente e sua interação fenotípica (PIMENTEL, 2004). Além disso, deve-se ressaltar o chamado efeito fertilizante do CO₂, que ocorre com o aumento da disponibilidade do CO₂, principalmente em plantas C₃, visto ser este um nutriente absorvido pela planta, assim como a água e os minerais, causando aumento da Assimilação de CO₂ e do crescimento vegetal (LONG et al., 2006). A técnica da fertilização de CO₂ pela irrigação (GOMES et al., 2005) já é muito usada, mas pode ser mais divulgada para a agricultura em ambiente protegido. Um aumento de CO₂ por curto período, quando a demanda por carboidratos é alta, como no início do desenvolvimento dos órgãos de interesse econômico, pode incrementar a produção de massa seca nestes órgãos (PIMENTEL, 2004). Porém, os efeitos do uso dessa técnica devem ser testados para cada cultura e sua fase de desenvolvimento, objetivo do cultivo e da duração do tratamento (LONG et al., 2006).

Segundo LEAKEY et al. (2009), a concentração atual de CO₂ é de 384 μmol mol⁻¹, com um aumento anual de em torno de 5 μmol mol⁻¹, podendo atingir em torno de 550 μmol mol⁻¹, em 2050, e acima de 700 μmol mol⁻¹, no fim deste século (HOUGHTON et al., 2001; SOLOMON et al., 2007). Porém, além do efeito do CO₂, deve-se levar em conta o aumento de O₃, que deverá reduzir ou anular o efeito benéfico do CO₂ (FUHRER, 2009), além dos efeitos nocivos de secas mais frequentes e altas temperaturas, que deverão, em conjunto, reduzir a produtividade de 10% a 30% nas regiões tropicais (LONG et al., 2006). Além disso, o aumento da concentração de O₃ diminui a fixação biológica do nitrogênio do amendoim, cultivado no campo, mas o aumento do CO₂ reduz este efeito nocivo (Tū et al., 2009).

Metabolismo de carbono em plantas cultivadas sob alta concentração de CO₂

Com base em estudos de plantas cultivadas em campo e seguindo a previsão da concentração de CO₂ para 2050, de acordo com LEAKEY et al. (2009) são seis os principais efeitos do aumento de CO₂ ambiente no metabolismo de carbono: (1) incremento da assimilação de CO₂ (A) e da produção de biomassa; (2) aumento da eficiência de uso de nitrogênio, porque menos Rubisco será necessária, consequentemente haverá menor produção dessa enzima; (3) menor condutância estomática (g_s), com maior eficiência de uso de água por planta e por área cultivada; (4) estímulo da taxa de respiração mitocondrial (R_m) por aumento da transcrição e atividade de enzimas envolvidas na R_m; (5) ausência de estímulo direto de A em plantas C₄, mas haverá estímulo indireto, causado por secas previstas,

pela redução de g_s das plantas C₄ nos horários de maior demanda evaporativa atmosférica; (6) o aumento em A e da produtividade agrícola serão menores que os previstos. O aumento de A, previsto por experimentos em ambiente controlado seria de 38%, mas os estudos em campo, com arroz, trigo e soja, mostram um aumento médio de apenas 14% em A, de 16% na biomassa e de 13% na produtividade; para a cultura do milho, poderá haver um ligeiro aumento em A, quando sob seca (LONG et al., 2006).

Na atual concentração atmosférica de CO₂ (C_a), em torno de 384 μmol mol⁻¹ (LEAKEY et al., 2009), os valores de A, nas plantas C₃, ainda podem ser aumentados, pois A está na fase limitada pela atividade da Rubisco (Figura 1), que ainda não está saturada (PIMENTEL et al., 2007). Esses valores podem ser vistos na curva de resposta de A em função da concentração intercelular de CO₂ (C_i, que para C_a de 379 μmol mol⁻¹, tem valor em torno de 265 μmol mol⁻¹, a 25 °C quando não há limitação estomática), chamada curva A/C_i (Figura 1). Com estes dados da curva A/C_i para a soja, foram calculadas a velocidade máxima de carboxilação da Rubisco (V_{c,max}), que é de 95,5 μmol m⁻² s⁻¹, a taxa máxima de transporte de elétron nos fotossistemas (J_{max}), de 147,6 μmol m⁻² s⁻¹, e a R_m de 1,0 μmol m⁻² s⁻¹, segundo os modelos propostos por BERNACCHI et al. (2001). Estes modelos são únicos para cálculo de variáveis de cinética enzimática da Rubisco "in vivo", e da atividade dos fotossistemas, já que as medidas de atividade bioquímica são feitas "in vitro". São embasados apenas em medidas de trocas gasosas, sem as de fluorescência da clorofila a, sob diferentes concentrações de CO₂ (curvas A/C_i), como discutido por PIMENTEL et al. (2007).

Portanto, a aclimatação à maior C_a, com o aumento em A nas plantas C₃, é causada pelo aumento da velocidade de carboxilação da Rubisco (V_c), que ainda não atingiu sua V_{c,max} (PIMENTEL et al., 2007), mas também pela diminuição da velocidade de oxigenação (V_o) da

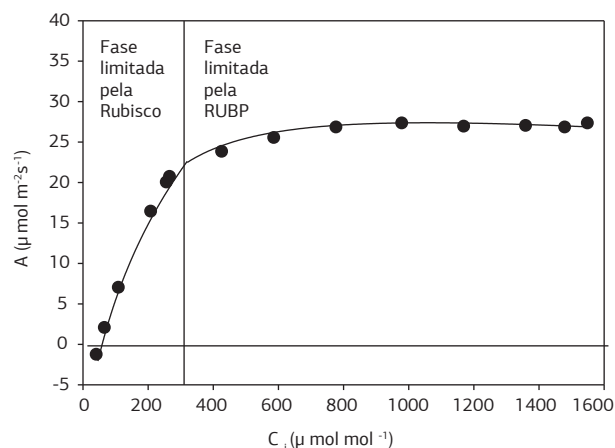


Figura 1. Curva A/C_i (relação entre a taxa de assimilação de CO₂, A, e a concentração de CO₂ intercelular, C_i) para a soja, no início do enchimento das vagens (segundo os modelos propostos por Bernacchi et al., 2001).

enzima (BERNACCHI et al., 2001), pois os substratos CO_2 e O_2 fazem uma inibição competitiva entre si. Porém, o aumento da temperatura ambiente, causado pelo aumento de CO_2 na atmosfera, vai induzir também aumento de R_m e V_o (PIMENTEL et al., 2007). Assim, o efeito benéfico da fertilização de CO_2 na atmosfera, aumentando momentaneamente A , poderá ser reduzido ou anulado devido ao aumento da R_m e da fotorrespiração, causadas pela alta na temperatura e diminuição do conteúdo em água nos solos (DERMODY et al., 2008; PIMENTEL, 2004). Além disso, o efeito do aumento em C_a é variável mesmo entre plantas C_3 . AINSWORTH e ROGERS (2007) ressaltam que as espécies C_3 arbóreas e de gramíneas têm maior potencial de aumento de A e da produtividade, sob alta concentração de CO_2 . De fato, nestas plantas, A é limitada pela atividade da Rubisco, que pode ainda ser aumentada, enquanto nas leguminosas e arbustos C_3 , A é limitada pela disponibilidade de RubP, dependente da atividade dos fotossistemas, com menor possibilidade de aumento (PIMENTEL et al., 2007). As plantas C_4 , com a enzima primária de carboxilação FosfoEnol Piruvato Carboxilase (PEPCase), com maior afinidade pelo substrato CO_2 , está saturada nas concentrações atuais de CO_2 ($384 \mu\text{L L}^{-1}$) e não apresenta efeito direto do aumento de CO_2 , ao menos sob falta d'água, pois a menor abertura estomática, nestas condições, permite maior economia de água e aumento de A (LEAKEY et al., 2009).

Maior concentração de CO_2 atmosférico, por outro lado, causa aumento da eficiência no uso de água (EUA) e de nitrogênio (EUN) (LONG et al., 2006). O aumento da EUA é devido ao aumento da disponibilidade do substrato CO_2 e da atividade V_c , causando diminuição (de 22% em média) da abertura e condutância estomática (g_s), que por sua vez vai causar redução na transpiração, aumentando a EUA (DERMODY et al., 2008; LEAKEY et al., 2009). Já para a EUN, com o aumento da V_c da Rubisco, menos nitrogênio assimilado é alocado para a biossíntese desta enzima, podendo haver redução de até 40% no conteúdo de Rubisco (DRAKE et al., 1997) e os teores de N nas folhas poderão decrescer em 5% (AINSWORTH e ROGERS, 2007).

Porém, segundo LEAKEY et al. (2009), com o aumento de C_a , durante todo o ciclo da planta, ocorrerá aumento da R_m , devido à maior transcrição e atividade de várias enzimas da glicólise, do ciclo de Krebs, e da cadeia de transporte de elétrons mitocondrial. Além disso, o mesmo efeito pode ocorrer para enzimas do metabolismo de amido, causando um maior acúmulo de carboidratos não estruturais (DRAKE et al., 1997), que podem reduzir o aumento em A (LONG et al., 2006). Outro resultado importante para a agricultura brasileira, em especial para a produção de soja, é o estímulo, causado pelo aumento do CO_2 na atmosfera, no processo de fixação biológica do N_2 (FBN), como mostrado por Tu et al. (2009) em amendoim, mas inibido pelo aumento de O_3 .

A maioria dos resultados usados para as previsões atuais, apresentadas nas reuniões do *International Panel of Climate Change* (IPCC), foram obtidas em ambiente controlado ou usando sistemas protegidos por paredes de plástico no campo. Estes sistemas protegidos instalados no campo são as casas de vegetação com o topo aberto ("open top growth chamber"), onde se injeta altas concentrações de CO_2 por baixo da estufa e que é perdido por cima, sem o teto, mas com as laterais de plástico, mantendo uma concentração estável de CO_2 no interior da casa de vegetação. Porém, a temperatura e o déficit de pressão parcial de vapor d'água (DPV) no interior da estufa são superiores aos do exterior, e a previsão de aumento da produtividade agrícola, baseada nestes estudos é discutível (DERMODY et al., 2008; Leakey et al., 2009).

Por isso, os estudos no campo, em sistemas abertos sem proteção de plástico, são mais próximos da realidade, como é feito no sistema FACE ("Free Air CO_2 Enriched") (LONG et al., 2006). Um sistema FACE típico, para cultivos agrícolas, usa uma área experimental circular, instalada no campo da cultura em estudo. No sistema, obtém-se ar desprovido de CO_2 , por meio de um tratamento químico do ar atmosférico, e após este tratamento, injeta-se CO_2 ou O_3 , puros ou juntos nas concentrações desejadas, que são pulverizados em alta velocidade na periferia da área, logo acima das plantas, em função da direção do vento (<http://www.soyface.uiuc.edu>). Desta forma, pode-se avaliar o efeito destes gases sobre as respostas das plantas no ambiente de cultivo (Long et al., 2006).

No campo experimental do setor de Agronomia da Universidade de Illinois (EUA) foram instaladas áreas circulares, no chamado sistema SoyFACE, recebendo $380 \mu\text{mol.mol}^{-1}$ ou $550 \mu\text{mol.mol}^{-1}$ de CO_2 , com e sem O_3 (60 nmol.mol^{-1}), com quatro repetições de cada tratamento, para avaliação do efeito de um dos gases ou de ambos, na cultura da soja (Figura 2). Pelas médias das trocas gasosas e da fluorescência da clorofila a ao longo do dia, verificou-se aumento da atividade fotossintética, tanto de A quanto da atividade dos fotossistemas (ETR), com redução da g_s , causada pela alta concentração de CO_2 no ambiente (Figura 2). Os resultados mostram que houve diminuição da $V_{c,\text{max}}$ e da J_{max} , com o aumento de CO_2 , mas que não interferiu com o aumento em A , conforme salientado por AINSWORTH e ROGERS (2007). Quando a maior concentração de CO_2 foi avaliada concomitantemente à maior concentração de O_3 , esse aumento de A não ocorreu, devido ao efeito nocivo do O_3 . Os menores valores de A e os maiores de g_s (baixa fotossíntese e alta transpiração) foram obtidos em atmosfera normal de CO_2 (níveis atuais), sob alta concentração de O_3 , demonstrando o quanto é nocivo o efeito do O_3 sobre a fotossíntese da soja.

Foram também realizadas medidas de trocas gasosas e de fluorescência da clorofila a durante o dia no sistema CornFACE (Figura 3), ainda na Universidade de Illinois (EUA), mas sem o tratamento com O_3 . Este experimento

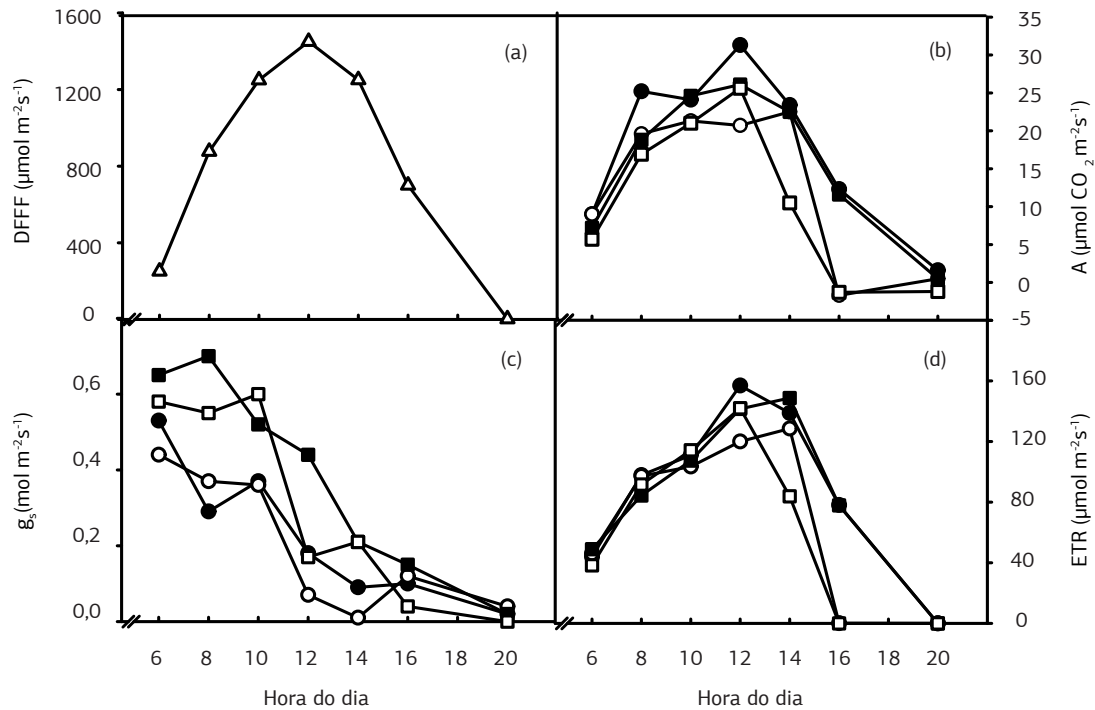


Figura 2. Respostas fotossintéticas, ao longo do dia, no início do enchimento das vagens da soja, cultivada em campo, sob concentração atual de CO₂ (■), de 380 μmol mol⁻¹, e previstas para CO₂ e para O₃, em 2050 (550 μmol mol⁻¹ de CO₂ [●] e 60 nmol mol⁻¹ de O₃ [○ - CO₂ atual e O₃ previsto; * - CO₂ e O₃ previstos]). DFFF, densidade de fluxo de fótons fotossintéticos (a); A, taxa de assimilação de CO₂ (b); g_s, condutância estomática (c); ETR, taxa de transporte de elétrons nos fotossistemas (d).

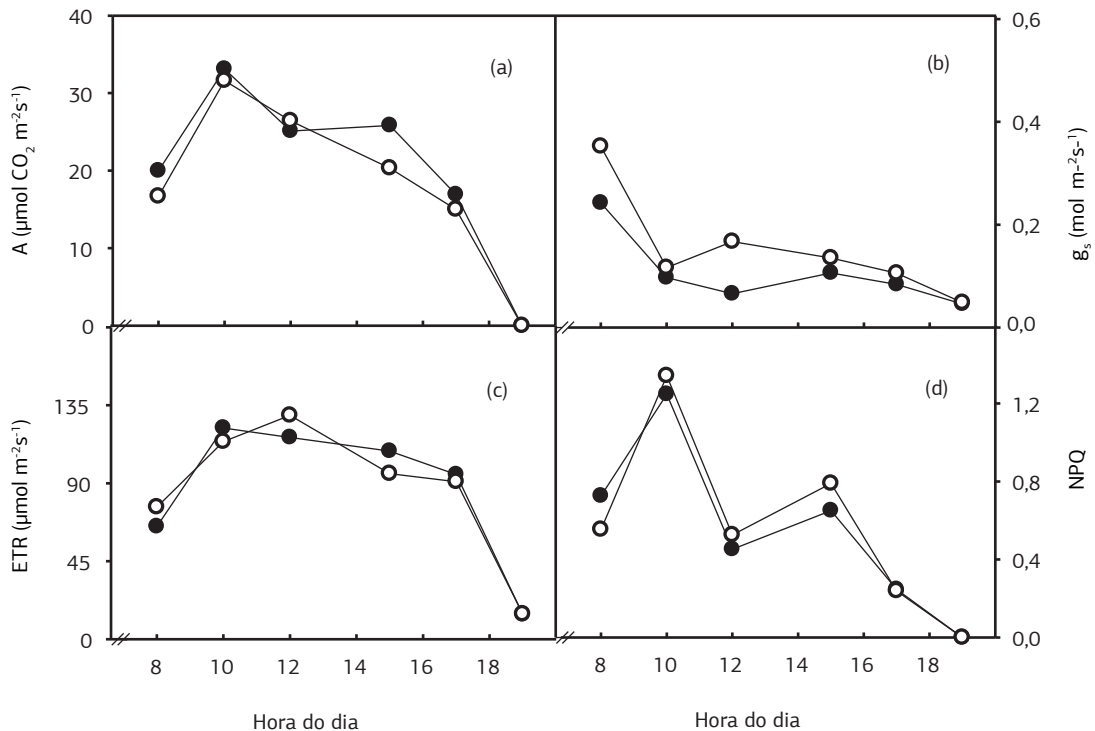


Figura 3. Respostas fotossintéticas, ao longo do dia, no início do enchimento dos grãos de milho, cultivado em campo, sob concentração de CO₂ atual (○ - 380 μmol.mol⁻¹ de CO₂) e prevista para 2050 (● - 550 μmol.mol⁻¹ de CO₂). A, taxa de assimilação de CO₂ (a); g_s, condutância estomática (b); ETR, taxa de transporte de elétrons nos fotossistemas (c); NPQ, coeficiente de extinção não fotossintético (d).

foi realizado somente com a concentração atual [$380 \mu\text{mol mol}^{-1}$] e alta de CO_2 [$550 \mu\text{mol mol}^{-1}$]), visto que o milho é mais tolerante ao O_3 que a soja (CHAMEIDES et al., 1994; FUHRER, 2009). Nestes estudos não houve aumento significativo de A no milho, porém houve redução em g_s (Figura 3), o que promoveu maior economia de água. Em outros anos de medidas no sistema CornFACE, quando ocorreram temperaturas mais altas e déficit de água, houve aumento de A, o que não ocorreu em 2004 (Figura 3), pois este foi um ano com poucos estresses (LONG et al., 2006).

Metabolismo de carbono em plantas cultivadas sob alta concentração de O_3

O O_3 é atualmente considerado um dos GEE oxidantes de maior efeito nocivo sobre as plantas (FUHRER, 2009). Mesmo sob baixas concentrações, o O_3 pode causar efeitos sobre o metabolismo e o crescimento vegetal de plantas sensíveis, sem sintomas visíveis e, sob altas concentrações, os sintomas característicos são manchas marrons ou esbranquiçadas sobre as folhas. Estes primeiros sintomas do efeito do O_3 ocorrem entre as nervuras na face superior de folhas mais velhas e de meia idade (CHAMEIDES et al., 1994), surgindo pontuações e manchas cloróticas, avançando para coloração marrom avermelhada e necrose (SILLMAN, 1999). Provavelmente, o principal efeito do O_3 ocorre nas membranas celulares, diminuindo sua seletividade e atividade, pela peroxidação de lipídeos e oxidação do triptofano e da cisteína nas proteínas membranares, acelerando a senescência foliar, podendo levar à morte do tecido foliar (DERMODY et al., 2008). Tudo isso reduz, por exemplo, a atividade dos fotossistemas devido ao aumento da produção de EAOs. Segundo FUHRER (2009), algumas espécies vegetais, como espinafre, feijão, e trevo são mais sensíveis, enquanto abóbora e alface são mais tolerantes. Ainda segundo estes autores, em uma planta muito sensível, como a cultivar Bel-W3 de tabaco, podem ocorrer injúrias visíveis, após apenas uma hora sob concentração de 40 nmol.mol^{-1} de O_3 , mas nas plantas tolerantes, estes efeitos só aparecem após várias horas sob concentração de O_3 de $100 \text{ nmol mol}^{-1}$. Em plantas sensíveis, a exposição à concentração de O_3 de 50 nmol mol^{-1} , durante algumas semanas, já afeta o crescimento vegetal. FURLAN et al. (2007) sugerem o uso de uma cultivar de goiaba, a Paluma, como bioindicador do efeito do O_3 nos trópicos, por ser uma planta bastante sensível aos efeitos do O_3 , apresentando rapidamente os sintomas assinalados acima.

Contudo, as altas concentrações de CO_2 diminuem o efeito nocivo do O_3 (Figura 2), pois induzem o fechamento estomático, diminuindo a entrada e o efeito do O_3 no mesófilo foliar (DERMODY et al., 2008). Plantas com maior controle da abertura estomática, presença de

tricomias na folha, cutícula espessa, e outras características xeromórficas, reduzem a entrada do O_3 no mesófilo foliar e são mais tolerantes aos seus efeitos (FUHRER, 2009). Atualmente, na região tropical, a concentração de O_3 na biosfera pode chegar a valores acima de 60 nmol.mol^{-1} (BULBOVAS et al., 2006; FURLAN et al., 2007), o que causa reduções na fotossíntese (LONG et al., 2006), para culturas sensíveis, como soja e algodão (FUHRER, 2009), que são importantes para o Brasil.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Atualmente, com a maior ação antropogênica sobre o ambiente natural, menor disponibilidade de água e outros nutrientes, altas temperaturas, excesso de chuvas e secas nas regiões tropicais, poderá haver reduções de até 30% da produtividade agrícola, mesmo com o aumento de C_a e seu efeito fertilizante (LONG et al., 2006). Também há que se considerar o efeito nocivo do O_3 sobre as espécies vegetais (ARTAXO et al., 2005). Já em clima temperado, há previsão de aumento da produtividade agrícola com maior C_a prevista, com boa disponibilidade de água e, sobretudo, nutrientes (LEAKEY et al., 2009). Contudo, a fertilização de CO_2 no ar ou na irrigação (GOMES et al., 2005), pode trazer aumentos maiores de produção em condições controladas, para alguns casos, e deve ser mais estudada e divulgada para a agricultura em ambiente protegido. Segundo AINSWORTH e ROGERS (2007), até 2050 deverá haver redução de 20% na produtividade da soja devido ao aumento de O_3 acima de 60 nmol.mol^{-1} , que ocorrerá também em clima tropical (FEARNSIDE, 2008).

Portanto, para a agricultura brasileira, a avaliação dos efeitos do CO_2 em conjunto com o O_3 na cultura da soja e no processo de fixação biológica do nitrogênio, assim como para outras culturas, como a cotonicultura, seria de grande importância para a produção agrícola brasileira do futuro.

AGRADECIMENTOS

Aos Dr. Carl J. Bernacchi e Prof. Steve Long, da Universidade de Illinois, EUA, pela colaboração e permissão para apresentar os dados coletados em meu estágio naquela instituição, em 2004, assim como ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pelo auxílio viagem a e atual bolsa de pesquisador.

REFERÊNCIAS

AINSWORTH, E.A.; ROGERS, A. The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising $[\text{CO}_2]$: mechanisms and

- environmental interactions. *Plant, Cell & Environment*, v.30, p.258-270, 2007.
- ARTAXO, P.; GATTI, L.V.; LEAL, A.M.C.; LONGO, K.M.; FREITAS, S.R.; LARA, L.L.; PAULIQUEVIS, T.M.; PROCÓPIO, A.S.; RIZZO, L.V. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amazônica*, v.35, p.185-196, 2005.
- BAYER, C.; MARTIN-NETO, L.; MILENICSUK, J. PAVINATO, A. Armazenamento de carbono em frações lábeis da matéria orgânica de um Latossolo Vermelho sob plantio direto. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.39, p.677-683, 2004.
- BERNACCHI, C.; SINGSAAS, E.L.; PIMENTEL, C.; PORTIS JR, A.R.; LONG, S. Improved temperature response functions for models of rubisco-limited photosynthesis. *Plant, Cell and Environment*, v.24, p.253-259, 2001.
- BRENNAN, W.J.; KAYE, J.; LEINEN, M.; DEARRY, A.; ELWOOD, J.; GLACKIN, M.; GRUBER, P.; HOHENSTEIN, W.; LAWSON, L.; LEAHY, P.; NEALE, P.; SCHAFER, J.; SCHEREGA, J.; WATSON, H. Our changing planet. The U.S. Climate Change Science Program for Fiscal year 2007. Washington: U. S. Global Change Research Program, 2007. 263p.
- BULBOVAS, P.; SOUZA, S.R.; MORAES, R.M.; LUIZÃO, F.; ARTAXO, P. Plântulas de soja "tracajá" expostas ao ozônio sob condições controladas. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.42, p.641-646, 2007.
- CERRI, C.E.; SPAROVEK, G.; BERNOUX, M.; EASTERLING, W.E.; MELILLO, J.M.; CERRI, C.C. Tropical agriculture and global warming: impacts and mitigation options. *Scientia Agricola*, v.64, p. 83-99, 2009.
- CHAMEIDES, W.L.; KASIBHATLA, P.S.; YIENGER, J.; LEVY II, H. growth of continental-scale metro-agro-plexes, regional ozone pollution, and world food production. *Science*, v.264, p.74-77, 1994.
- DERMODY, O.; LONG, S.P.; MCCONNAUGHAY, K.; DELUCIA, E. H. How do elevated CO₂ and O₃ affect the interception and utilization of radiation by a soybean canopy? *Global Change Biology*, v.14, p.556-564, 2008.
- DRAKE, B.G.; GONZÁLEZ-MELER, M.A.; LONG, S.P. More efficient plants: a consequence of rising atmospheric CO₂? *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, v.48, p.609-639, 1997.
- FEARNSIDE, P. M. Amazon forest maintenance as a source of environmental services. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.80, p. 101-104, 2008.
- FUHRER, J. Ozone risk for crops and pastures in present and future climates. *Naturwissenschaften*, v.96, p.173-194, 2009.
- FURLAN, C.M.; MORAES, R.M.; BULBOVAS, P.; DOMINGOS, M.; SALATINO, A.; SANZ, M.J. *Psidium guajava* "Paluma" (the guava plant) as a new bio-indicator of ozone in the tropics. *Environmental Pollution*, v.147, p.691-695, 2007.
- GOMES, T. M. ; MODOLO, V. A. ; BOTREL, T. A. ; OLIVEIRA, R. F. Aplicação de doses de CO₂ via água de irrigação na cultura da alface. *Horticultura Brasileira*, v.23, p. 316-319, 2005.
- HOCKSTAD, L.; LUBETSKY, J.; HANLE, L.; WEITZ, M.; WIRTH, T.; BICKEL, K. Inventory of U.S. Greenhouse Gas emissions and sinks: 1990-2004. Washington: U.S. Environmental Protection Agency, 2006. 388p.
- HOUGHTON, J.T.; DING, Y; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.J.; XIAOSU, D. Climate Change 2001: The Scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 944 p.
- LEAKEY, A.D.B.; AINSWORTH, E.A.; BERNACCHI, C.J.; ALISTAIR, R.; LONG, S.P.; ORT, D.R. Elevated CO₂ effects on plant carbon, nitrogen, and water relations: six important lessons from FACE. *Journal of Experimental Botany*, DOI: 10.1093/jxb/erp96, p.1-18. Advanced Access published April 28, 2009.
- LONG, S.P.; AINSWORTH, E.A.; LEAKEY, A.D.B.; NÖSBERGER, J.; ORT, D.R. Food for thought: lower-than-expected crop yield stimulation with rising CO₂ concentrations. *Science*, v.312, p.1918-1921, 2006.
- NEUMAN, P. Stratospheric photochemistry ozone. In: MEESON, B.W.; SMITH, E. A.; EVANS, C.; ALFULTIS, M.; BELL, R. (Ed.). Stratospheric ozone. An electronic textbook. Washington: National Aeronautics and Space Administration (NASA). Disponível em: http://www.ccpo.edu/SEES/ ozone/oz_class.htm. Acesso em 20 de junho de 2000.
- PAULING, L. 1988. General Chemistry. Dover: Dover Publ., 1988. 959p.
- PIMENTEL, C. A relação da planta com a água. Seropédica: EDUR 2004. 192p.
- PIMENTEL, C. Efficiency of nutrient use by crops for low input agro-environments In: SINGH, R. P.; SHANKAR, N. e JAIWAL, P. K. Focus on plant agriculture: 1 Nitrogen nutrition in plant productivity. Houston: Studium Press, 2006. p.277-328.
- PIMENTEL, C.; BERNACCHI, C.; LONG, S. Limitations to photosynthesis at different temperatures in leaves of *Citrus lemon*. *Brazilian Journal of Plant Physiology*, v.19, p. 141-147, 2007.
- RUMMEL, U.; AMMANN, C.; KIRKMAN, G.A.; MOURA, M.A.L.; FOKEN, T.; ANDREAE, M.O.; MEIXNER, F.X. Seasonal variation of ozone deposition to a tropical rain forest in southwest Amazonia. *Atmospheric, Chemistry and Physics Discussions*, Strasbourg, v.7, p.7399-7450, 2007. Disponível em: http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/volumes_and_issues.html. Acesso em 24 de janeiro de 2008.
- SAKAI, R.K.; FITZJARRALD, D.D.R.; MORAES, TAEBLER, R.M.S.; ACEVEDO, O.C.A.; CZIKOWSKY, M.J.; DA SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. *Global Change Biology*, v.10, p. 895-907, 2004.

SARMIENTO, J.L.; WOSFY, S.C. A U. S. Carbon cycle science plan. A report for the agencies of the U. S. global change research program, Washington: U. S. Global Change Research Program, 1999. 69p.

SAUVAGE, B.; MARTIN, R.V.; van DONKELAAR, A.; LIU, X.; CHANCE, K.; JAEGLE, L. PALMER, P.I.; WU, S.; FU, T.-M. . Remote sensed and in situ constraints on processes affecting tropical tropospheric ozone. Atmospheric, Chemistry and Physics Discussions, v.6, p.11465-11520, 2006. Disponível em: http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/volumes_and_issues.html. Acesso em 24 de janeiro de 2008.

SILLMAN, S. The relation between ozone, NO_x and hydrocarbons in urban and polluted rural environments. Atmospheric Environment, v.33, p.1821-1845, 1999.

SIX, J.; OGLE, S.M.; BREIDT, F.J.; CONANT, R.T.; MOSIER, A.R.; PAUSTIAN. The potential to mitigate global warming with no-tillage management is only realized when practiced in the long term. Global Change Biology, v.10, p. 155-160, 2004.

SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.B.; TIGNOR, M.; MILLER, H.L. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

TU, C.; FITZGERALD, L.B.; BURKEY, K.O.; HU, S. Elevated Atmospheric Carbon Dioxide and O₃ Differentially Alter Nitrogen Acquisition in Peanut. Crop Science, v.49, p.1827-1836, 2009.