

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO AMAZONAS – UEA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE

**Estudos dendroecológicos e dendroclimáticos de espécies
arbóreas ocorrendo em diferentes tipologias de áreas
úmidas, Brasil.**

Aluna: Msc. Sejana Artiaga Rosa
Orientador: Dr. Jochen Schöngart

Manaus, 2010

Sumário

1. INTRODUÇÃO	3
2. JUSTIFICATIVA	20
3. OBJETIVOS	21
4. MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1. Área de estudo	23
4.2. Descrição da espécie central	25
4.3. Coleta dos dados dendrocronológicos	29
4.4. Obtenção de dados meteorológicos e hidrológicos	30
4.5. Análise dos dados	31
5. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES	37
6. REFERÊNCIAS	38
7. FONTES FINANCIADORAS	48

1. INTRODUÇÃO

As plantas, durante o seu processo de desenvolvimento, passam por três etapas que ocorrem simultaneamente: crescimento, envolvendo divisão das células vegetais; morfogênese ou obtenção de forma particular destas; e diferenciação celular, onde cada grupo de células diferenciadas dará origem aos tecidos formadores do corpo da planta. Este processo segue em resposta às instruções genéticas hereditárias que o governam juntamente com a influência do ambiente que circunda o organismo. O processo de desenvolvimento não deve ser confundido com o crescimento vegetal, que representa parte deste, contribuindo com o aumento irreversível, divisão e expansão celular (Taiz & Zeiger, 2004).

As plantas lenhosas apresentam dois tipos de crescimento: o crescimento primário, ou seja, o acréscimo em altura da planta devido à atividade do meristema apical; e o crescimento secundário, que se refere à incorporação de tecido por meio dos meristemas laterais (câmbio vascular e o câmbio da casca ou felogênio). Este último ocorre nas regiões do corpo da planta, onde o alongamento celular já não ocorre, promovendo o crescimento em espessura da planta anualmente (Raven *et al.*, 2007).

Durante períodos desfavoráveis ao crescimento, as plantas experimentam a redução ou parada da atividade cambial, que então, é retomada durante períodos de condições favoráveis do ambiente. Este limite entre o lenho tardio do crescimento formado no ano anterior e o lenho inicial produzido no ano corrente é definido como anel de crescimento (Fritts, 1976). A queda das atividades celulares como resposta as condições desfavoráveis em regiões polares ou temperadas é resultado da redução de temperatura. Em regiões tropicais, a redução das atividades cambiais deve-se tanto a redução da precipitação, como, em áreas alagáveis, ao pulso de inundação (Worbes, 1985).

Ao longo da vida da planta, muitos são os processos que podem afetar seu crescimento, direta ou indiretamente por fatores externos, como a disponibilidade de luz, água e CO₂; como também, por fatores internos (nutrientes e hormônios). Estes podem ser regulados por processos fisiológicos (fotossíntese, respiração, transpiração, absorção das raízes e transporte, que por sua vez, são limitados pelas condições do

clima (principalmente precipitação e temperatura), condições de luz e do solo. Deve-se ter em conta também as condições anteriores da planta, sua idade e estrutura arbórea e potencial hereditário de cada árvore em particular. Esta infinidade de influências externas e internas ocasionam variações nas taxas crescimento arbóreo ao longo de todo o ciclo de vida (Schweingruber, 1988). Com isso, pode-se afirmar que anéis de crescimento funcionam como um arquivo, onde anualmente são registradas as condições do ambiente em que a planta vive. Estas informações são de grande relevância para uma infinidade de pesquisas.

O estudo dos anéis de crescimento (dendrocronologia) é uma ferramenta bastante útil e versátil, sendo utilizada para estudos de avaliação da dinâmica de crescimento (Worbes, 1989; Brienen & Zuidema, 2006, 2007) e distúrbios florestais (Bergeron *et al.*, 2002), mudanças ambientais e poluição (Spiecker, 2002; Wimmer, 2002), estratégias de manejo florestal (Stahle *et al.*, 1999; Schöngart *et al.*, 2007; Schöngart, 2008), incorporação de carbono na madeira (Schöngart, *et al.*, 2008), e reconstrução da variabilidade climática no passado (Stahle and Cleaveland, 1992; Villalba *et al.*, 1997; Schöngart *et al.*, 2004, 2006; Therrell *et al.*, 2006).

Foi inicialmente apresentada em 1901 por Andrew E. Douglass, astrônomo filiado a Universidade de Harvard, que investigou as flutuações de larguras de anéis em árvores de *Pinus ponderosa* Laws. no Arizona. A partir dessa idéia, ele acreditou ser possível utilizar o padrão de largura dos anéis para obtenção de registros da variação climática, a partir da correlação com ciclos solares (Fritts, 1976). Douglass percebeu que todas as árvores de um determinado sítio apresentavam, nas variações na largura dos anéis, uma seqüência bastante similar e que o mesmo fator climático estava afetando todas estas árvores, também de forma similar.

Ao notar anéis mais finos, ele os identificou como “sinais” característicos e comuns as árvores de mesma área sob mesma condição climática. Através da sobreposição ou crossdatação das seqüências de larguras de anéis das árvores a partir da identificação dos sinais nos anéis (*Skeleton Plot*), metodologia elaborada por ele, foi possível a datação de árvores ancestrais. Entretanto, foi somente em 1976 que H. C. Fritts introduziu os conceitos de dendroecologia e dendroclimatologia com uma abordagem científica ao lançar o livro “Tree rings and Climate” (Trenard, 1982).

Fritts (1976) reuniu os conceitos e princípios básicos firmando a dendrocronologia como uma ferramenta com base científica para a análise de anéis anuais na madeira. Através dela era possível a identificação do ano exato em que determinado evento como fogo, ataque de insetos, cicatrizes ou até mesmo a morte da árvore teria ocorrido. Isto graças ao fato de que as árvores que se desenvolvem sob as mesmas condições climáticas e ambientais, sejam elas favoráveis ou não, serem capazes de registrar fielmente na madeira, através da seqüência de larguras dos anéis, densidades da madeira ou outros parâmetros da anatomia de madeira, estas condições. Estas informações poderiam ser utilizadas na obtenção de informações sobre o clima passado e como ele poderia vir a ser no futuro.

Surge então o termo dendroclimatologia, ciência que possibilita a reconstrução do paleoclima por meio de análises de anéis anuais no lenho. Divide-se em três etapas importantes: 1. Comparar registros meteorológicos como o padrão de largura dos anéis formados no mesmo período de tempo; 2. Elaborar equações estatísticas relacionando os dados meteorológicos com a largura dos anéis; e, depois de uma validação com sucesso, 3. Substituir o padrão de largura dos anéis datados, anteriores aos dados meteorológicos, na equação para obter uma estimativa do clima em anos anteriores (Therrell *et al.*, 2006). Estas estimativas estatísticas são uteis na obtenção de informações para períodos e áreas onde não se tenha registros meteorológicos, possibilitando a análise do clima no passado (Fritts, 1976).

Por muitos anos a dendrocronologia foi utilizada apenas em regiões temperadas da Europa e Estados Unidos. Isto porque a idéia de não experimentar quatro estações bem definidas (Schweingruber, 1988) e estarem sob condições de temperaturas praticamente constantes, espécies lenhosas nos trópicos não formariam anéis anuais (Lieberman *et al.*, 1895; Whitmore, 1990). Contudo, já no final do século XIX cientistas, como Sir D. Brandis ao elaborar sistemas de manejo Florestal sustentáveis para Índia e Burma, investigavam anéis anuais em regiões tropicais (Worbes, 2002).

Em 1931 foi construída a primeira cronologia de anéis anuais com mais de 400 anos nos trópicos. Utilizando árvores de *Tectona grandis* L. f. (Verbenaceae), Berlage (1931) conseguiu relacionar o regime de precipitação em Java, Indonésia, com os índices de incremento da espécie (Jacoby & D'Arrigo, 1990). Já em 1965, ao causar

feridas no câmbio vascular nas árvores, A. Mariaux (1967) conseguiu demonstrar de maneira bastante simples que espécies arbóreas em países da África apresentavam também anéis anuais. Estas feridas conhecidas por Janelas de Mariaux foram produzidas em anos subseqüentes e observadas como cicatrizes em discos de árvores, indicando que para cada ano um anel foi formado (Mariaux, 1967).

Atualmente sabe-se que muitas regiões tropicais de florestas de terra firme apresentam uma estação seca definida, podendo atingir menos de 50 mm de chuvas neste período (Worbes, 1995). É durante o intervalo de reduzida disponibilidade hídrica que árvores tropicais formam seus anéis de crescimento. O ritmo de crescimento é atribuído a sazonalidade das chuvas que altera a fisiologia das plantas, causando a perda de folhas no período de estiagem em algumas espécies (Borchert, 1999), com a grande maioria sofrendo redução e mesmo parada da atividade cambial (Worbes, 1999). Contudo, esta não é a única maneira em que árvores nos trópicos podem produzir anéis anuais (Worbes, 1989; Schöngart *et al.*, 2002).

Em florestas alagáveis da Amazônia e Pantanal, espécies arbóreas estão sujeitas ao pulso anual de inundação, que representa o aumento do nível das águas dos rios e lagos por efeito da precipitação direta ou sobre as águas, pelo transbordamento e/ou pela ressurgência águas oriundas de lençol freático (Junk *et al.*, 1989). As árvores foram capazes de desenvolver adaptações morfológicas, fisiológicas, fenológicas e etológicas às condições de alagamento, durante um longo período de evolução (Kubitzki & Ziburski, 1994; Wittmann & Parolin, 1999; Piedade *et al.*, 2000; Parolin *et al.*, 2004).

Este fenômeno de alagação monomodal, regular e previsível (Junk *et al.*, 1989), em espécies lenhosas sob tais condições, é o responsável pelo desenvolvimento de anéis no período das chuvas, diferentemente das outras regiões tropicais, em que anéis de crescimento são formados durante a estação seca. Isto ocorre, porque durante a cheia dos rios, as raízes estão sofrendo condições de anoxia (pouca disponibilidade de O₂), o que interfere no transporte de substâncias e água até as partes aéreas da planta. Nesta etapa ocorre a redução da atividade cambial resultando na formação do anel. Quando as águas começam a baixar, inicia-se o período vegetativo e conseqüente retomada do crescimento arbóreo (Worbes, 1985, 1989; Schöngart *et al.*, 2002).

Em regiões tropicais a distinção dos anéis é considerada menor quando comparada com as regiões temperadas. Alguns estudos têm indicado a formação de anéis irregulares, duplos ou falsos (Sass *et al.*, 1995), ou ainda, regiões com duas estações chuvosas, podem ocasionar a formação de dois anéis por ano (Gourlay, 1995). Entretanto, a crossdatação é uma ferramenta muito útil na detecção da natureza do limite do anel de crescimento, pois anéis intra-anuais, falsos ou ausentes não sincronizam no tempo com as diferentes series temporais amostradas. A existência de crossdatação entre as amostras de árvores por um longo período de tempo é um forte indicador de que o crescimento arbóreo apresenta um ciclo sazonal e, portanto, da anualidade dos anéis (Fritts, 1976).

Nos últimos anos diversos trabalhos têm indicado a existência de anéis anuais em várias espécies arbóreas tropicais encontradas em diferentes ecossistemas sob diferentes regimes pluviométricos (Bormann & Berlyn, 1981). Pode-se citar exemplos de estudos dendrocronológicos realizados em espécies nativas da Austrália (Dunwiddie & LaMarche, 1980), florestas tropicais secas da Tailândia (Burkley *et al.*, 1995; Ohashi *et al.*, 2009); como também em regiões africanas de floresta (Mariaux, 1967; Gourlay, 1995) e em árvores de *Rhizophora mucronata* de manguezais na costa do Quênia, também na África (Verheyden *et al.*, 2004).

Na América do Sul estudos tem sido realizados por Menezes *et al.* (2003) em manguezais da Península de Bragança, na região Norte do Brasil; por Fortes (2006) na região do Pantanal Mato-grossense (Brasil); em florestas semi-decíduas na Venezuela (Worbes, 1999); em florestas alagáveis do Rio Mapire, na Bacia do Orinoco, Venezuela (Dezseo *et al.*, 2003) e em florestas alagáveis de várzea e igapó na Amazônia Central, Brasil (Worbes, 1989, Schöngart *et al.*, 2002, 2004, 2005; Fonseca-Júnior *et al.*, 2009).

Esta infinidade de pesquisas que vem sendo realizada em diferentes ecossistemas tropicais nas últimas décadas indica uma tendência no aumento da confiabilidade da aplicação da ferramenta dendrocronologia, que se mostra bastante eficaz na avaliação das questões da dinâmica e ecologia de florestas tropicais. Fortes correlações entre dados de anéis de crescimento e dados de precipitação relatados para estas regiões (Worbes, 1999, Schöngart *et al.*, 2006; Brienen *et al.*, 2009) indicam que cronologias de anéis podem ser utilizadas na análise de eventos do clima.

1.1. Áreas Úmidas na América do Sul: Potencial para estudos dendrocronológicos

Áreas úmidas compreendem cerca de 6% da superfície da Terra, sendo encontradas em todos os climas e abrangendo todas as regiões do globo, exceto a Antártida (Mitsch & Gosselink, 2000). Correspondem a ecossistemas aquáticos tais como: corpos d' água como os lagos, rios e riachos, as planícies de inundação, os pântanos e ecossistemas marinhos e, em regiões tropicais, ocupam cerca de 2,6 milhões de km² (Gopal & Junk, 2000). É um termo complexo de se definir, pois depende dos objetivos e área de aplicação. O termo adotado pelo U.S. Fish and Wildlife Service (1979), refere-se a áreas úmidas como “áreas de transição entre sistemas terrestres e aquáticos onde o nível da água se encontra sobre ou próximo à superfície, ou regiões cobertas por uma fina camada de água” (Mitsch & Gosselink, 2000).

Áreas alagáveis são classificadas como áreas úmidas que apresentam alta flutuação do nível das águas, cujo pulso de inundação representa a força motriz governando a dinâmica destes sistemas (Junk *et al.*, 1989). Constituem cerca de 20% da América do Sul, e compreendem grandes porções de áreas de planície inundáveis cuja drenagem é insuficiente no período das chuvas (Junk, 1993). No Brasil, compreendem áreas ao longo do rio Amazonas e tributários, áreas de manguezais e interflúvios como o Madeira – Guaporé, Ilha do Bananal, rio Araguaia e o Pantanal Mato-grossense.

Áreas Úmidas apresentam uma multiplicidade de funções envolvendo a estabilização dos suprimentos de água nos períodos de seca e de alagamento; captação de águas e resíduos naturais e humanos de áreas elevadas, funcionando como despoluentes e recarregando os aquíferos subterrâneos. Sustentam uma grande diversidade de seres vivos por fornecerem habitats únicos a uma ampla variedade de animais e plantas, sendo uma fonte de alimentos de grande importância a seus habitantes. São também consideradas sumidouros de carbono atmosférico e, portanto, contribuintes fundamentais na estabilização do clima global (Mitsch & Gosselink, 2000; Junk; 2000).

Ao longo da história humana áreas úmidas tiveram um grande papel no

desenvolvimento e sustento de diferentes culturas (Mitsch & Gosselink, 2000). Em regiões tropicais áreas alagáveis foram consideradas como centros de desenvolvimento cultural (Junk, 1997). Na Amazônia central eram inicialmente habitadas por comunidades sedentárias que praticavam atividades de caça, pesca, coleta de sementes e cultivo de grãos e raízes sem causar grandes prejuízos ambientais. Contudo, a história de colonização destas áreas foi cercada por grandes devastações ambientais (Ohly, 2000).

A incessante busca pelo desenvolvimento econômico por parte dos governantes brasileiros tem afetado estes ecossistemas fortemente (Junk, 2000). Diversos projetos atualmente envolvem a construção de barragens e grandes hidrelétricas, como as usinas de Balbina, Tucuruí e Bela Vista, na região Amazônica; a Hidrovia que percorreria o Pantanal Mato-grossense; plantações de soja no cinturão do Cerrado; atividades de mineração e de pecuária; desmatamentos de margens de rios e de grandes extensões de Floresta. Projetos agro-industriais de grande porte não estão adaptados ao mosaico de habitats de áreas alagáveis da Amazônia e podem afetar a diversidade de espécies, bem como atividades econômicas das populações ribeirinhas na pesca e na extração de madeira em pequena escala (Junk & Piedade, 2004).

Contudo, as múltiplas funções e serviços ambientais prestados destes ecossistemas vêm sendo lentamente reconhecidas. Desde a Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, ocorrida no Rio de Janeiro em 1992, que apontou para a necessidade de práticas de manejo sustentável dos recursos, muitas áreas alagáveis passaram a ser protegidas. Porções do Pantanal Mato-grossense; o Arquipélago de Anavilhanas (rio Negro – AM); o Parque Nacional do Jaú (afluente da margem direita do rio Negro – AM); e a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá passaram a ser áreas de preservação. Outras adquiriram status de reservas indígenas, como parte da Ilha do Bananal e Alto Rio Xingu (Junk, 2000).

Em 1971 foi assinada a Convenção de Ramsar, cujo objetivo era “favorecer a conservação e utilização racional das zonas úmidas por meio de medidas tomadas no plano nacional e de cooperação internacional como meio de chegar ao desenvolvimento sustentável”. O Brasil, considerado o quarto país do mundo em superfície e apresentando sete zonas úmidas consideradas Sítios Ramsar (6.456.896

ha), ratificou-a apenas em 1993 (Plano Nacional dos Recursos Hídricos, 2006).

Ainda é crescente a pressão econômica sobre áreas úmidas em todo o globo, o que tem afetado grandemente a integridade destes ecossistemas (Mitsch & Gosselink, 2000; Junk; 2002). Existe um déficit de conhecimento no que concerne a biodiversidade como um todo. Estudos são concentrados em poucos grupos de plantas e animais e as informações ecológicas estão dispersas (Junk *et al* 2000, 2006). Cooperações entre instituições se fazem necessárias na elaboração de estratégias e grupos de pesquisas, visando a caracterização da estrutura, função e manejo sustentável em áreas úmidas e suas diferentes tipologias (Junk & Piedade, 2004).

Os Institutos Max–Planck da Alemanha em convênio com o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, possuem um projeto cujo objetivo é a classificação das áreas úmidas do Estado do Amazonas. Tem como base a descrição da hidrologia, flutuação do nível das águas e do pulso de inundação; análise hidroquímica e de solos; levantamento da vegetação, tanto de espécies arbóreas quanto herbáceas; avaliação do potencial de usos madeireiros e não madeireiros e aspectos sociais em áreas úmidas (PRONEX-CNPq/FAPEAM).

Dentro deste projeto análises dendrocronológicas estão sendo feitas com o intuito de levantar os aspectos da produtividade e biomassa da floresta, dinâmica de crescimento de espécies madeireiras para elaboração de estratégias de manejo sustentável e também conservação e preservação das florestas. Diversas excursões já foram realizadas no âmbito deste projeto incluindo os rios Tefé, Purus, Juruá e rio Negro (Anavilhanas, Barcelos e Santa Isabel).

Outro projeto importante que visa fazer também levantamentos em áreas úmidas é desenvolvido pelo recentemente inaugurado INAU (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Áreas Úmidas). Nele serão estudadas quatro grandes áreas úmidas extra-amazônicas (Ilha do Bananal, Pantanal, Madeira-Guaporé e Alto Rio Paraná), cujo principal bioma analisado será o Cerrado. Possui diversos sub-projetos com interesse em avaliar aspectos da vegetação, fauna, fatores abióticos e também os aspectos sociais.

O subprojeto intitulado “*Dendrocronologia em grandes áreas úmidas do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul*” tem por objetivo a seleção de espécies de importância

ecológica e com potencial para análises baseadas em anéis anuais, para estudos da ecologia de espécies e idade das árvores, taxas de crescimento e relações com parâmetros climáticos e hidrológicos, visando a compreensão dos possíveis impactos das mudanças climáticas nos ecossistemas de áreas úmidas.

1.1.1. Bacia Amazônica

A Bacia Amazônica abrange uma área de aproximadamente 7,5 milhões de km², com cerca de 6% de sua extensão distribuída entre áreas alagáveis (Prance, 1980). Estas áreas estão sob influência do pulso de inundação monomodal de alta amplitude e se diferenciam pelo tipo de águas a que estão sujeitas (Prance, 1989; Junk *et al.*, 1989). Tributários como o rio Madeira, Purus, Juruá e Japurá carregam uma grande carga de sedimentos drenados dos Andes Bolivianos, fornecendo sedimentos para a bacia e contribuindo na formação das várzeas amazônicas (Prance, 1980; Irion *et al.*, 1997; Ayres, 1993).

Tributários do Amazonas como o Tapajós, Xingu e Trombetas, carregam insignificantes quantidades de sedimentos, drenando regiões dos escudos das Guianas e do Planalto Central e depósitos do Terciário, formando os chamados ecossistemas de igapó (Sombroek, 1979; Sioli, 1991; Furch, 1984). Estes ecossistemas de várzea e igapó são caracterizados por um tipo de vegetação inundável considerada a mais importante destas regiões (Wittmann *et al.*, 2002).

Existem áreas úmidas também influenciadas por pulso de inundação monomodal que são caracterizadas por solos arenosos de baixa fertilidade, de origem no Terciário, e que sofreram forte processo de lixiviação e apresentam baixa amplitude de inundação resultante da precipitação local em solos saturados. Estes fatores combinados e condições prolongadas de alagamento resultam em tipos de florestas arbustivas abertas, recobertas por piperáceas (florestas de campina, bana e arbustos de muri); florestas de pequeno porte e de diâmetros do tronco pequenos (campinaranas) e florestas pantanosas dominadas por palmeiras. São encontradas em interflúvios ao Norte e ao Sul do Médio Rio Negro e entre o Rio Madeira e Purus (Junk *et al.*, em

preparação).

O clima caracteriza-se por precipitação média em torno de 2.300 mm/ano, variando em escalas espacial e temporal. As regiões de máxima precipitação na Amazônia brasileira estão a Noroeste (>4000mm), sob influência da Cordilheira dos Andes na formação das chuvas, como também na porção Central e Costeira da bacia; enquanto que ao Sul a precipitação alcança menos de 2000mm. O período das chuvas e fortes atividades convectivas se dá de novembro a março, enquanto que o período de estiagem compreende os meses de maio a setembro, sendo que entre abril e outubro tem-se um período de transição (Figueiroa & Nobre, 1990).

1.1.2. Bacia do Prata

A Bacia do Prata é a segunda maior bacia em área de drenagem na América do Sul, ocupando uma área de 3.1 milhões de km². Está localizada entre a Serra dos Pampas e a cordilheira pré-Andina, em sua porção oeste; o Planalto Brasileiro a nordeste; e as cristas da Serra do Mar mais a leste. É dividida em sub-bacias, correspondentes aos rios Paraná, Paraguai e Uruguai e abrange cinco países, ocupando 46% do Brasil, 30% da Argentina, 13% do Paraguai, 7% da Bolívia e 5% do Uruguai (Agência Nacional das Águas, WWWeb. Sistema de Informações hidrológicas.). Possui grande importância econômica, sendo palco de atividades de agricultura e criação de gado, bem como a navegação fluvial ao longo de seus rios e escoamento da produção entre os países do MERCOSUL, fornecimento de água potável e energia elétrica de importantes centrais hidrelétricas (Steinke & Saito, 2010).

A sub-bacia do Paraná possui uma área de 1.51 milhões de km², cujo rio está dividido em Alto Paraná (da nascente até a cidade de Corrientes) e Baixo Paraná (até a descarga do Rio Paraná), que por sua vez, estão divididos em Alto Paraná Norte, Central e Sul; e Paraná Médio, Inferior e Delta do Paraná, respectivamente. É no Alto Paraná que se encontram diversas represas como a de Jupia, Ilha Solteira, Porto Primavera, Itaipu e Yacayretá (ANA, 2001).

O Alto Rio Paraná apresenta uma planície aluvial de origem no quaternário, cuja

formação se deu pela migração do canal principal para a esquerda, aprofundando-se e expondo parte do antigo leito na margem direita, caracterizando a planície de inundação atual. Neste processo, uma paisagem complexa foi formada, com uma diversidade de canais, lagoas, baixios, que interagem através de cheias dos rios e por comunicação com canais secundários (Fernandez & Souza Filho, 1995; Souza Filho & Stevaux, 1997).

A sub-bacia do Paraguai compreende 1.095.000 km², caracterizado principalmente por uma planície dividida em quatro áreas: Pantanal, Alto, Médio e Baixo Paraguai. A nascente do Rio Paraguai se encontra na região central do Mato Grosso, no Brasil, na vertente oriental da Chapada dos Parecis, desembocando no Rio Paraná (ANA, 2001). Apresenta declive uniforme e pequeno e sua elevação não excede 70 m acima do nível do mar, com gradiente de elevação de menos de 1,5 cm/Km.

O Pantanal é constituído por uma planície sedimentar localizada nos estados brasileiros de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Tem origem no quaternário e abrange uma área de aproximadamente 138.183 km², ocupando 38% da bacia do Alto Paraguai (Silva e Abdon, 1998). Com altitude entre 80 a 150 m e declividade baixa variando entre 2,5 a 5 cm/km no sentido norte – sul, ocasiona baixa capacidade de escoamento do solo possibilitando uma inundação periódica. Apresenta também planaltos, serras e depressões que não são inundáveis e segundo Silva *et al.* (2000), a formação mais representativa da vegetação do Pantanal é Cerrado (36%), ocorrendo sobre solos arenosos na parte leste e centro da planície, juntamente com Cerradão (22%), nas partes altas e cerrado *sensu stricto* (14%) nas partes mais baixas.

A sub-bacia do Rio Uruguai drena uma área de 365 mil km², sendo o único rio da Bacia do Prata que não é afluente do Prata. Nasce na confluência dos rios Peixe e Pelotas oriundos da Serra do Mar e Serra Geral. Devido as características do clima e alto declive, esta sub-bacia pode sofrer inundações em qualquer época do ano, por chuvas intensas e concentradas em pequenas áreas ao longo da diversidade de ramais sobre sistema de relevo bastante variado (ANA, 2001).

1.1.3. Bacia do Araguaia - Tocantins

A região hidrográfica do Tocantins – Araguaia abrange uma área de 967.059 km², ocupando partes dos Estados de Goiás, Tocantins, Pará, Maranhão, Mato Grosso e distrito Federal. Destaca-se por ser a segunda maior região do país em área e vazão, depois da Amazônia brasileira. As nascentes dos rios Araguaia e Tocantins se encontram na região Centro – Oeste, onde se localiza a maior porção da Bacia (ANA, 2001). A precipitação média anual é de 1.744 mm, com uma área coberta em sua maior parte por Cerrado (65%) e nas porções norte e noroeste o bioma típico é de Floresta Amazônica (35%) (ANA, 2009).

Possui três corredores ecológicos de grande importância: Araguaia – Bananal, Jalapão – Mangabeiras e Paranã – Pireneus, sendo que no primeiro encontra-se a Ilha do Bananal, a maior ilha fluvial do mundo, formada pelo rio Araguaia e o Parque Nacional do Araguaia (Sítio estabelecido pelo Ramsar), compreendendo uma das zonas úmidas mais importantes do mundo (ANA,2009).

A Ilha do Bananal está localizada sobre uma região de transição entre a Floresta Amazônica e a Planície do Araguaia, que é periodicamente inundada durante quatro a cinco meses do ano. Ocupa uma área de 600.000 km² cujo principal tipo de vegetação é o cerrado, apresentando também florestas de galeria e um tipo de floresta inundada chamada de “ipuca”, restrita ao Estado do Tocantins. As “ipucas” ocorrem em depressões naturais, onde retém grande quantidade de água ao redor, formando fragmentos isolados com fisionomia e estrutura bastante peculiar (Eiten, 1994).

1.2. Variabilidade do clima sobre a América do Sul:

Sobre a América do Sul a variabilidade climática em escalas interanual e interdecadal está associada a padrões de variação de mesma escala de tempo nos oceanos Pacífico e Atlântico. A variabilidade interanual está associada a fenômenos de *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) ocorrendo sobre o Pacífico Equatorial (Kousky *et al.*, 1984, Grimm *et al.*, 2000) e a variabilidade do Atlântico Tropical e do Atlântico Sul

(Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996), enquanto que a variabilidade decadal está associada a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) (Marengo, 2006).

O Fenômeno de *El Niño/La Niña* representa o aquecimento/resfriamento das águas superficiais do oceano Pacífico Equatorial (Central e Leste) associado a mudanças nos gradientes de pressão entre o Pacífico Central e Leste (Oscilação Sul). É tipicamente de escala interanual, e a relação entre a ocorrência de anomalias na TSM no Pacífico Tropical e alterações na circulação atmosférica constitui o fenômeno de interação atmosfera-oceano conhecido por ENOS – *El Niño* Oscilação Sul. Foi inicialmente reconhecido por Bjerknes em (1969) que observou que se tratavam de dois aspectos diferentes de um mesmo fenômeno (Wang *et al.*, 2004).

A Oscilação Sul (OS) é um fenômeno atmosférico caracterizado por flutuações interatuais nas diferenças entre os desvios das pressões ao nível médio do mar (PNM) em relação à média climatológica (Índice de Oscilação Sul – IOS), registrados na Ilha de Páscoa no Tahiti e em Darwin na Austrália. Quando o Índice de Oscilação Sul (IOS) é positivo, a PNM no Tahiti (Pacífico Sul Oriental) é maior que a média e em Darwin (Sudeste Asiático) é menor. O aumento do gradiente de PNM ocasiona fortalecimento dos alísios de nordeste e sudeste, trazendo chuvas convectivas sobre o Pacífico Oeste e subsidência sobre o Pacífico Leste, reduzindo as chuvas na costa do Peru (Kousky *et al.*, 1984).

Durante a fase fria o acúmulo de águas quentes a oeste, devido aos fortes alísios nesta direção, ocasiona uma inclinação da Termoclina, que se encontra mais rasa no Pacífico Leste, permitindo a ressurgência de águas frias mais profundas. Anomalias de TSM mais baixas ocorrem no leste e tendem a se propagar para a parte central do Pacífico, caracterizando eventos de *La Niña*. Na fase oposta ou fase quente da OS ocorre redução do gradiente de pressão e os alísios se enfraquecem, deslocando o centro de baixa pressão do oeste para a porção central do Pacífico, ocasionando chuvas. TSM anormalmente mais altas na porção central e leste do Pacífico correspondem a episódios de *El Niño* (Philander, 1985).

Nos trópicos o ENOS é o modo dominante da variabilidade interanual (Marengo, 2006). Os efeitos deste fenômeno podem ser observados em diversas regiões dos

trópicos e extratropicais, como a América do Sul e do Norte, África e Indonésia, provocando deslocamentos dos centros convectivos das células de circulação atmosférica em larga escala zonal (Célula de Walker) e meridional (Célula de Hadley) (Ambrizzi *et al.*; 2004), e causando anomalias de precipitação e temperatura nestas regiões (Lyon, 2004; Malhi & Wright, 2004). Chuvas que normalmente ocorrem no oeste do Pacífico, próximo a Indonésia, passam a atingir a parte central do Pacífico e também a costa oeste da América do Sul, no deserto peruano.

Durante eventos de *El Niño* são observadas secas na Índia, Nordeste do Brasil, Austrália, indonésia e África, e também enchentes no Sudeste e Sul do Brasil, Peru, Equador e no meio oeste dos Estados Unidos. Temperaturas mais elevadas ocorrem nas regiões Central e Sudeste do Brasil, durante o inverno; e temperaturas mais baixas e neve em excesso podem ocorrer em outras regiões. Anomalias climáticas associadas a episódios de *La Niña* são inversas aquelas observadas durante *El Niño*, porém este fenômeno não estritamente linear (Grimm *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2004).

No Brasil, a região Amazônica e o Nordeste tendem para eventos de seca e o Sul do país tende a ocorrência de chuvas durante eventos de *El Niño* com situação oposta durante eventos de *La Niña*. Observam-se chuvas na Amazônia e Nordeste e secas na região Sul (Kousky *et al.*, 1984, Kayano *et al.*, 1988; Grimm *et al.*, 2000). Considerando-se as outras regiões, não foram detectados sinais consistentes no impacto nas chuvas, porém todas experimentam temperaturas mais elevadas, tanto no verão, quanto no inverno (Marengo, 2006).

Estudos mostram comportamento contrastante na variabilidade espaço-temporal das chuvas no Norte e no Sul da Amazônia (Marengo, 2004, 2005). Na porção Sul, foi detectada uma tendência positiva pronunciada nas chuvas, enquanto que na escala regional existe uma fraca tendência negativa na precipitação na Amazônia. Foi observada uma mudança de fase do clima nas décadas de 1940 e 1970, indicando uma variabilidade interdecadal de chuvas na Amazônia. Após 1975, a porção norte da Amazônia apresentou relativamente menos chuva quando comparada ao período anterior, e um comportamento oposto foi observado na porção Sul. Esta mudança estaria associada com o padrão de circulação atmosférica e oceânica do Pacífico Central entre 1975 e 76 (Marengo, 2004, 2006).

Tendências negativas de precipitação para o Norte da Amazônia foram associadas com a fase positiva da Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), cujo período apresentou eventos de *El Niño* mais frequentes e intensos (1982/83, 1986/87, 1990/94 e 1997/98), enquanto que tendências positivas de chuvas encontradas para o Sul da Amazônia foram atribuídas ao aumento de ocorrência de perturbações extratropicais durante eventos de *El Niño* (Marengo, 2004).

Diversos trabalhos demonstram que parte da variação nas chuvas sobre a Amazônia, não explicada pelo ENOS, pode ser devido a variações no gradiente de pressão associada a anomalias de TSM sobre o oceano Atlântico, identificando a importância do setor Atlântico Tropical na variabilidade das chuvas na América do Sul Tropical. (Marengo, 1992; Andreoli & Kayano, 2007; Yoon & Zeng, 2009).

Inicialmente descrito como um dipolo meridional de anomalias de TSM no Atlântico Tropical que estaria associado a mudanças nos gradientes de PNM e confluência dos ventos alísios, afetando a posição latitudinal da ZCIT e, portanto, modulariam a distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico Equatorial, parte norte da região Nordeste do Brasil e parte central da Amazônia (Moura & Shukla, 1981). Contudo, estudos recentes mostram que se trata de um gradiente meridional de ATSM que corta o Equador relacionado a campos de pressão e ocasionando variações na precipitação na América do Sul e África (Hastenrath e Heller, 1977; Nobre e Shukla, 1996).

Em determinados anos, durante os meses de março a maio, a TSM sobre o Atlântico Tropical Sul (ATS) é mais alta que a média climatológica, enquanto que sobre o Atlântico Tropical Norte (ATN) está abaixo da média. Isto possibilita a formação de um gradiente norte – sul de anomalias de TSM associadas a uma pressão mais baixa sobre o ATS e mais elevada no ATN. Um gradiente de pressão meridional caracterizado por alísios de sudeste enfraquecidos e de nordeste mais intensos que a média, deslocam a faixa de baixa pressão a superfície (ZCIT) para uma posição mais ao sul de seu posicionamento, causando chuvas sobre o Nordeste Brasileiro (Hastenrath e Heller, 1977).

Situação oposta ocorre quando a PNM sobre o Atlântico Tropical Sul (ATS) está mais elevada e sobre o ATN está mais baixa que a média. Os ventos de nordeste

passam a se enfraquecer e os de sudestes são mais intensos, deslocando a ZCIT para uma posição mais ao norte e causando chuvas na região nas proximidades daquelas ocorrentes no oceano Pacífico, porém atuando em estações diferentes.

Liebmann e Marengo, (2001) indicaram que a TSM no Atlântico Leste Equatorial Sul correlaciona-se positivamente com chuvas no leste da Amazônia durante a primavera e outono no hemisfério norte. Já na porção Central e Oeste do Atlântico Equatorial Sul é correlacionado negativamente com as chuvas no norte da Amazônia no final do verão no hemisfério sul. Correlações entre TSM no oceano Pacífico e a estação chuvosa são negativas, sendo que eventos de *El Niño* provocam a redução de chuvas nos setores Norte e Leste da Amazônia, trazendo chuvas no Leste Equatorial e Norte - noroeste da região, sendo maior a correlação durante o verão no hemisfério sul.

Yoon & Zeng, (2009) mostraram que TSMs do Atlântico Norte apresentam uma influência comparável com TSMs do Pacífico, porém TSM do Atlântico Sul (AS) parecem ter um impacto limitado no clima da região Amazônica. Análises de correlações indicam que o ATS pode apresentar forte influência sobre o limite sul da bacia durante o início da estação seca, enquanto que o ATN influencia fortemente o sul da Amazônia durante a estação seca quando eventos de ENSO são limitados.

Andreoli & Kayano (2007) mostram que eventos de ENOS isolados mostram uma tendência de aumento/diminuição da precipitação na parte norte do Nordeste Brasileiro, como indicado em estudos anteriores, porém quando estes ocorrem em conjunto com o gradiente do AT observam-se tendências no aumento da magnitude das anomalias de precipitação em relação aos eventos de *El Niño* isolados.

Fenômenos de interação oceano-atmosfera em larga escala, como eventos de ENOS influenciando na precipitação, podem afetar o crescimento, reprodução, distribuição e diversidade de espécies em diferentes partes do globo. Estudos indicam que eventos de ENOS são capazes de afetar a produtividade primária e estrutura de comunidades de peixes (Garcia *et al.*, 2004; Paes e Moraes, 2007), como também afetar o crescimento de espécies arbóreas em regiões tropicais (Jacoby e D'Arrigo, 1990; Schöngart *et al.*, 2004, 2006; Therrell *et al.*, 2006; Brienen *et al.*, 2009).

Estudos de relações entre clima e crescimento arbóreo têm demonstrado o potencial dos anéis de crescimento em reconstrução do clima, em particular para

detecção de anomalias climáticas causadas por eventos de *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) em regiões tropicais e subtropicais. Estudos iniciais de Veter e Botosso (1989) em árvores da região Amazônica demonstraram que espécies de *Jacaranda copaia* D. Don (Caroba) e *Scleronema micranthum* Ducke (Cardeiro) respondiam negativamente a anomalias de temperatura no Pacífico Equatorial durante eventos de *El Niño*.

Schöngart *et al.* (2004) demonstraram que anéis de crescimento de árvores de *Piranhea trifoliata* Baill. (Euphorbiaceae), ocorrendo em áreas alagáveis da Amazônia são forte indicadores das condições climáticas na parte oeste da Bacia Amazônica. Os resultados indicaram que a severidade de eventos de *El Niño* vem aumentando nos últimos dois séculos.

Gebre Kirstos *et al.*, 2008, encontraram fortes correlações entre dados de precipitação com dados de anéis de crescimento em espécies do semi-árido da Etiópia, África, mostrando que anéis mais finos foram correlacionados com eventos de ENOS, que ocasionaram secas na região.

Estudos realizados em Ondangwa (norte da Namíbia) e Katima Mulilo por Fichtler *et al.* (2004), mostram que ocorreu uma diminuição do crescimento arbóreo durante anos de *El Niño*, indicando que existe uma relação positiva entre precipitação e o padrão de largura dos anéis. Contudo, nem todos os anos de *El Niño* ocasionaram seca na África austral, provavelmente por influência dos oceanos Atlântico e Índico nas anomalias de redução da precipitação regional durante eventos de ENSO.

Brienen *et al.* (2009) avaliou a influência dos oceanos Atlântico e Pacífico no crescimento de árvores ao Sul do México. Foi observado que ambas as bacias oceânicas influenciaram nas chuvas e temperatura, mas somente as chuvas afetaram significativamente o crescimento das árvores ($R^2 = 0,45$). O Pacífico Equatorial Central afetou negativamente a precipitação, reduzindo o crescimento de forma indireta. A relação entre ATSM no Atlântico e o crescimento foi somente em uma pequena parte explicada pelos seus efeitos no clima local ($r_{\text{indireto}} = 0.16$), enquanto que houve grande efeito direto da ATSM no Atlântico no crescimento ($r_{\text{direto}} = 0.40$)

2. JUSTIFICATIVA

O IPCC (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas) vem alertando sobre as evidências de que grande parte do aquecimento observado nos últimos 50 anos pode ser devido a atividades humanas. (IPCC, 2001). Cenários do IPCC (2007) apontam para um aumento na extensão de áreas de clima seco resultante do aumento da temperatura, como também da diminuição da precipitação e aumento de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMs) para o próximo século.

Estas alterações poderiam afetar o clima na América do Sul o que ocasionaria em modificações de importantes biomas brasileiros, como Mata Atlântica, Cerrado, Pantanal e Amazônia. Tais anomalias do clima seriam capazes de comprometer o balanço hídrico, modificando a quantidade e sazonalidade de precipitação e afetar a biodiversidade destas regiões (Marengo, 2006).

Contudo separar a variabilidade natural do clima daquela forçada por atividades humanas que induzem a mudanças climáticas implica em avaliação da variabilidade natural do clima em escalas de tempo bastante extensas, sendo que dados de longos períodos não estão disponíveis para os trópicos, pois é relativamente recente período de medições nestas regiões.

A grande maioria dos estudos de reconstrução do clima no passado tem enfoque nos efeitos do oceano Pacífico Equatorial Tropical. Estudos com base em anéis de crescimento vêm sendo realizados em regiões onde sinais de eventos de ENSO que, estando sob influência dos padrões de circulação atmosférica, são fracos se comparados com regiões tropicais onde estes eventos são mais proeminentes. A influência da variabilidade do oceano Atlântico Tropical não vem sendo avaliada, mesmo com sua importância no clima da América do Sul já sendo registrada desde a década de 1970.

Diante do exposto, o presente estudo visa fornecer dados de longos períodos do clima, relacionando o padrão de crescimento arbóreo com dados climáticos e hidrológicos a partir da identificação das idades e estabelecimento de cronologias com base e anéis de crescimento para espécies arbóreas de distribuição neotropical.

Visa também contribuir para o entendimento da influência dos oceanos Pacífico

Equatorial e Atlântico Tropical Norte e Sul no crescimento arbóreo de espécies ocorrendo em áreas úmidas da região Amazônica e determinar as diferenças no crescimento arbóreo entre as regiões Norte e Sul da Bacia. Por último, visa compreender a influência dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Norte e Sul no crescimento arbóreo de espécies ocorrendo em áreas úmidas da Bacia do Prata e da Bacia do Araguaia – Tocantins e comparar com os dados obtidos para a região Amazônica.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo Geral

Investigar a possibilidade de estabelecimento de cronologias de anéis anuais de *Calophyllum brasiliense* Cambess., e outras espécies potenciais a serem ainda determinadas, crescendo em diferentes tipologias de áreas úmidas englobando a região Amazônica, Pantanal Mato-grossense, Ilha do Bananal, Alto Paraná e Madeira Guaporé, como também em florestas de terra firme da Amazônia, por meio de métodos dendrocronológicos.

Investigar as variações interanuais e decadais associadas a eventos de *El Niño* e mudanças no padrão de circulação geral associada observadas na precipitação ao norte e as variações decadais observadas ao Sul da Bacia Amazônica, para então determinar as diferenças no crescimento arbóreo entre as regiões Norte e Sul da Bacia Amazônica.

Identificar as principais variáveis climáticas em escala global (ATSM dos oceanos Atlântico e Pacífico) e local (precipitação e temperatura) e determinar como elas estariam afetando direta e indiretamente o crescimento destas espécies nos diferentes sítios amostrados. Estabelecer relações entre dados meteorológicos e o padrão de largura dos anéis e, através de extensas cronologias (de 200 a 400 anos), reconstruir padrões climáticos para as bacias estudadas.

Elaborar um modelo de predição das mudanças no crescimento arbóreo das

espécies estudadas, a partir de cenários de mudanças no clima futuro elaborados pelo IPCC, utilizando as variáveis preditoras da relação entre clima e crescimento.

3.2 Objetivos específicos

- a. Determinar a idade das árvores;
- b. Determinar as taxas de incremento em diâmetro;
- c. Estabelecer cronologias baseadas em anéis de crescimento para cada espécie;
- d. Relacionar os padrões de crescimento arbóreo com a precipitação mensal e hidrologia em cada sítio;
- e. Reconstruir o clima passado através de substituição do padrão de largura dos anéis no modelo de clima e crescimento para cada sítio;
- f. Determinar as diferenças no crescimento arbóreo entre as regiões Norte e Sul da Bacia Amazônica;
- g. Identificar quais variáveis climáticas locais (precipitação e temperatura) são realmente limitantes no crescimento arbóreo em cada sítio;
- h. Identificar as relações entre variáveis climáticas de escala global (ATSM nos oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial Tropical) e o clima local e seus efeitos diretos e indiretos no crescimento arbóreo em cada sítio;
- i. Determinar das possíveis mudanças no crescimento arbóreo utilizando dados do clima futuro a partir de dois cenários de mudanças climáticas elaborados pelo IPCC para a América do Sul.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Área de estudo

As áreas de estudo correspondem a diferentes tipologias de áreas úmidas encontradas na região Amazônica, tais como: floresta de várzea, floresta de igapó e de Campina; bem como Pantanal Mato-grossense, Ilha do Bananal, Alto Paraná e Madeira Guaporé (Figura 1). Para tanto, um sistema de cooperação entre outros laboratórios de análises dendrocronológicas de outras regiões será necessário. Tais cooperações já existem entre o Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA e a Universidade Federal do Mato Grosso – UFMT.

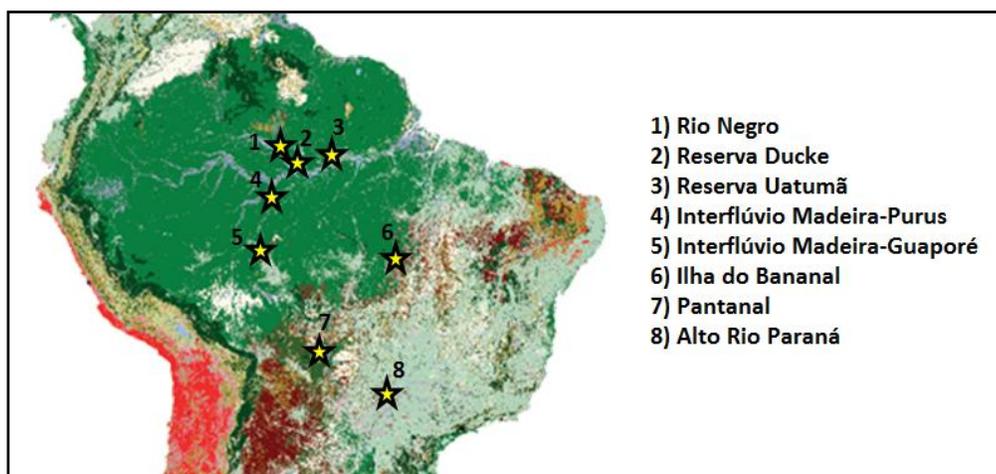


Figura 1: Mapa indicando os oito pontos de amostragem.

Um estudo de modelagem de distribuição de quatro espécies arbóreas na América do Sul realizado por *Saatchi et al.* (2008) apresenta um mapa de probabilidade de ocorrência para *C. brasiliense*, indicando uma distribuição ampla para a espécie (Figura 2). Além disso, esta espécie apresenta padrão de anéis anuais e distintos, podendo alcançar idades elevadas (*Schöngart, com. pessoal*), condições básicas para aplicação de estudos dendrocronológicos (*Worbes, 2002, Schöngart et al., 2004*). Todas estas características fazem de *C. brasiliense* uma espécie ideal para estudos

de relações entre clima e crescimento arbóreo.

Os sítios serão escolhidos com base na existência de boas relações entre clima e crescimento arbóreo e em localização próxima de estações meteorológicas que apresentem longas séries de dados de precipitação e/ou hidrologia (mais de 40 anos). Serão selecionadas florestas livres, ao máximo, de distúrbios (fogo, infestação de insetos, doenças) e cujos fatores climáticos como precipitação sejam os principais limitantes do crescimento arbóreo. As estações de registros climáticos existentes próximas da área de coleta permitem a obtenção de boas correlações entre a largura dos anéis e o registro meteorológico (Fritz, 1976). Estas estão indicadas no mapa de probabilidade de ocorrência de *C. brasiliense* para a América do Sul (Saatchi et al., 2008) (Figura 2).

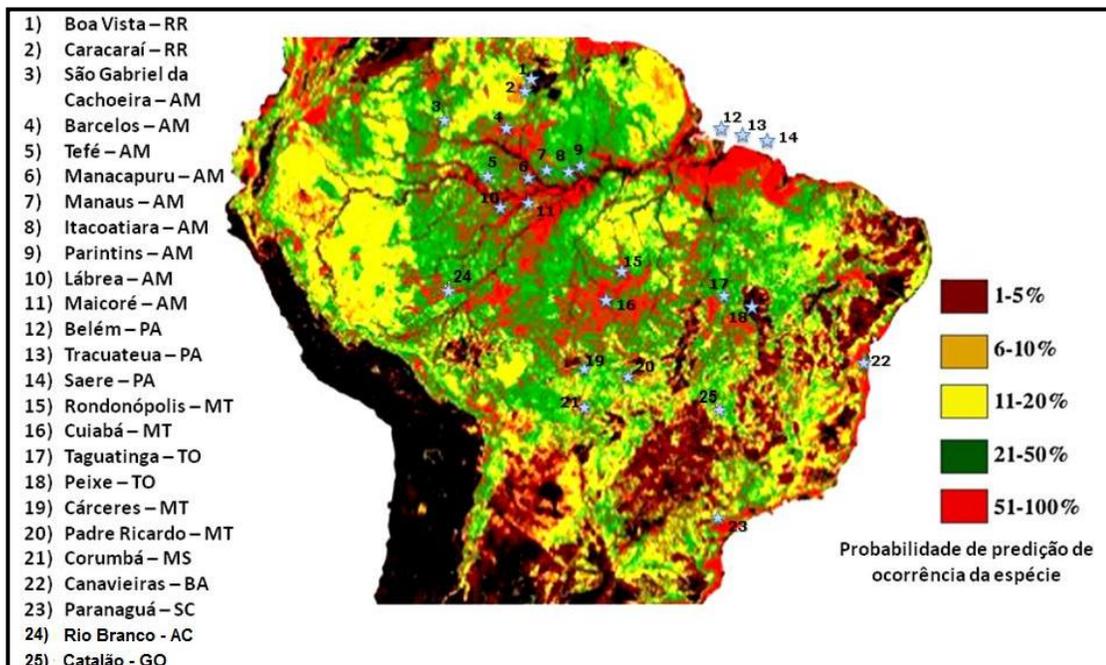


Figura 2: Mapa de modelo de probabilidade de predição de distribuição de *Calopyllum brasiliense* através da América do Sul. As estrelas azuis representam a distribuição das estações meteorológicas, enumeradas à esquerda do mapa, disponíveis nas regiões onde a probabilidade de ocorrência da espécie é de 51 a 100%. Adaptado de Saatchi et al., 2008.

As estações meteorológicas selecionadas para este estudo estão listadas na tabela abaixo:

Tabela 1: Tipos Florestais selecionados para realização das coletas de amostras de madeira e estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET disponíveis próximas as regiões de coleta.

Tipo Florestal	Área de coleta	Estações meteorológicas
Terra Firme	Reserva Ducke	Manaus – AM
Várzea	Madeira – Purus	Manicoré – AM
Igapó	Rio Negro	Barcelos e São Gabriel da Cachoeira – AM
Campina	Reserva Biológica do Uatumã	Itacoatiara – AM e Parintins – AM
Cerrado	Pantanal Mato-grossense	Cárceres, Cuiabá – MT e Corumbá – MS
Cerrado	Ilha do Bananal	Peixe – TO
Cerrado	Alto Rio Paraná	Catalão – GO
Cerrado	Guaporé – Madeira	Rio Branco – AC

Por ser uma espécie de ampla distribuição, uma grande extensão de sítios ecológicos, com diferentes características nutricionais, climáticas, hídricas e topográficas será amostrada, possibilitando a avaliação das variações entre estes fatores nas diferentes condições de estabelecimento da mesma. Contudo, além de amostras de *C. brasiliense*, uma espécie perenifólia, espécies decíduas características para cada sítio também serão amostradas para avaliar a resposta do crescimento arbóreo em cada região. São potenciais espécies o ipê (*Tabebuia* spp), o *Jatobá* (*Hymenaea* spp) e (*Volchisia* spp).

4.2. Descrição da espécie central

A espécie pertencente à família Clusiaceae, *Calophyllum brasiliense* Cambess., também é conhecida por *Calopyllum antillanum* Briton, *C. chiapense* Standley, *C.*

ellipticum Rusby, *C. lucidum* Benth., *C. pianroanum* A. Castillo & C. Gil. e *C. reko* Standl. Popularmente é chamada de jacareúba (Estado do Amazonas), guanandi rosa, jacareúba guanandilandium, olando-carvalho, jacareúba ou uálandi (Sul do Brasil); landin (Brasil central) e também conhecida por guanandi carvalho, g. cedro, g. de leite, g. vermelho, gulande, irairandira, jacarioba, pau de azeite, pau de Sta. Maria, pau de sândalo, urandi e uaiandi (Loureiro & Silva, 1968).

Apresenta-se como uma árvore de grande porte, atingindo alturas de 50 m e diâmetro variando entre 30 e 180 cm à altura do peito. A base do tronco é reta, com ritidoma marrom e grosso, aromático amargoso e ácido, apresentando fissuras fusiformes transversais. A copa é piramidal a ovóide, com folhas simples opostas oblongas e brilhantes em ambas as faces, coriáceas apresentando pecíolo acanalado e estípulas (Loureiro & Silva, 1968; Wittmann *et al.*, 2010).

As inflorescências organizadas em flores de coloração creme-amarelada pequenas racemosas e axilares, e frutos do tipo drupas globosas ovóides e por vezes classificado como bacáceo, com 2,3 ou cinco cm de diâmetro (Figura 3b e c). O epicarpo do fruto é coriáceo e de coloração verde, o mesocarpo carnoso e de cloração amarelada apresenta látex abundante e de mesma coloração; o endocarpo é delgado e cada fruto contém em torno de uma semente (Informativo Técnico Rede de Sementes da Amazônia, 2005).

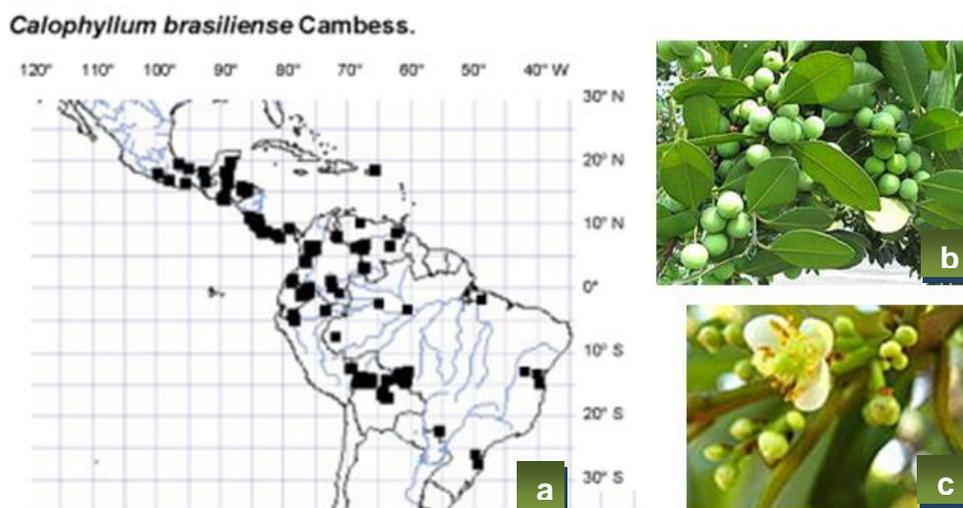


Figura 3: a) Mapa de distribuição b) frutos do tipo drupas globosas e c) inflorescências apresentando flores de coloração creme-amarelada pequenas racemosas e axilares, de *Calopyllum brasiliense* Cambess.

A produção de frutos de *C. brasiliense* ocorre anualmente, com frutificação observada a partir dos cinco anos de idade. Para a região Amazônica, a floração costuma ocorrer no primeiro semestre, enquanto que a frutificação ocorre de Novembro a Dezembro. A dispersão zoocórica dos frutos se dá principalmente por morcegos (Informativo Técnico Rede de Sementes da Amazônia, 2005).

Com ampla distribuição, a espécie ocorre desde o México até a América do Sul (Figura 3a), ocupando habitats que vão desde o nível do mar até 1500 m de altitude, com variação na precipitação média anual entre 1100 e 4000 mm e temperatura média anual abrangendo de 15°C a 28°C (Marques & Joly, 2000). Esta espécie usualmente se desenvolve em áreas úmidas, com crescimento ótimo em solos aluviais, argilosos, sílico-argilosos ou arenosos, cujo pH ácido pode variar entre 4,5 e 6,0 (Informativo Técnico Rede de Sementes da Amazônia, 2005; King, 2003).

No Brasil, é encontrada desde o Estado do Amazonas até Santa Catarina, sobre o Bioma Amazônico, Cerrado, Pantanal e Mata Atlântica. Na região Amazônica, *C. brasiliense* é comum em ecossistemas de várzea e igapó, florestas de Campinarana e terra firme (Figura 4), ocupando estrato superior a emergente. No Centro – Oeste é encontrada no Pantanal e em regiões de cerrado habita matas de galeria (Informativo Técnico Rede de Sementes da Amazônia, 2005; Wittmann *et al.*, 2010).



Figura 4: *Calopyllum brasiliense* Cambess. ocorrendo em diferentes tipos Florestais. Note que para Florestas de igapó da Amazônia a espécie apresenta raízes adventícias, provavelmente uma adaptação as condições de baixa disponibilidade de nutrientes dos solos destas regiões. Cortesia de Jochen Schöngart.

A anatomia macroscópica dos anéis de crescimento é caracterizada por parênquima marginal (Figura 5), visto somente com o auxílio de lente, pouco destacado, organizado em faixas estreitas, sinuosas e afastadas entre si e independente dos poros em sua maioria. Os poros são visíveis a olho nu e são poucos, predominantemente solitários em arranjo oblíquo. Os raios são finos numerosos no topo e apresentam alguma uniformidade na largura e espaçamento e na face radial são visíveis sem ajuda de lente.

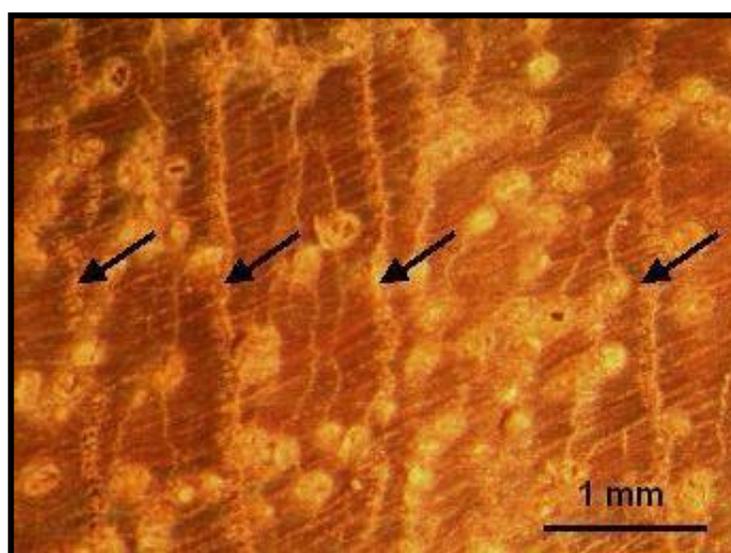


Figura 5: Anatomia da Madeira de *Calopyllum brasiliense* Cambess. As setas indicam os anéis de crescimento arbóreo caracterizados por parênquima marginal organizado em faixas estreitas, sinuosas e afastadas entre si e independente dos poros em sua maioria. Cortesia de Jochen Schöngart.

A casca da árvore produz uma resina amarelada conhecida por “bálsamo de landim” e, assim como o óleo da semente, tem propriedades antiinflamatórias (Pretto *et al.*, 2004). A infusão de casca e folhas é usada no combate ao diabetes. A madeira tem densidade moderada (0,60 a 0,75 g/cm³), apresentando cerne castanho, rosado ou bege, com alborno claro e bem destacado do cerne; grã-regular; de textura grossa; inodora e insípida.

A manipulação da madeira é fácil, apresentando uma superfície lustrosa e levemente áspera. Com múltiplos usos, a madeira de *C. brasiliense* é freqüente na

construção civil e fluvial, marcenaria, compensados, papel e barris de vinho (Loureiro & Silva, 1960), motivo pelo qual vem sendo intensamente extraída, sendo muitas vezes usada como alternativa para substituir a extração de mogno (*Swietenia macrophylla* King.) (King, 2003).

4.3. Coleta dos dados dendrocronológicos

Serão selecionados 20 a 30 indivíduos com os maiores diâmetros, pois segundo a relação entre idade e diâmetro arbóreo encontrada por Schöngart, (2008), representam geralmente as maiores idades encontradas. Deste modo, maior informação sobre as condições de crescimento dos indivíduos e sua relação com o clima serão obtidas. As medidas do DAP (diâmetro acima da altura do peito) serão feitas com o uso de fita dendrométrica de dupla face e a altura da árvore será estimada a partir do uso de inclinômetro e fita métrica.

Para verificação da idade das árvores serão coletadas duas amostras de cilindros (Figura 6d) de cinco mm ou 12 mm de diâmetro de cada tronco (Figura 6b) utilizando-se broca dendrocronológica (Figura 6a) em árvores. Duas amostras de cilindros de cada indivíduo são suficientes para uma boa valoração entre as cronologias e os fatores do sítio amostrado, permitindo uma análise de variação dentro e entre árvores (Fritts, 1976). Após a coleta das amostras o orifício produzido com a broca dendrocronológica será obstruído com cera de carnaúba para evitar possíveis ataques por fitopatógenos.

As amostras devidamente lixadas serão analisadas no Laboratório de Dendroecologia do Projeto INPA/Max-Planck em Manaus (Bioma Amazônico) e Cuiabá (INAU/UFMT) (Bioma Cerrado). Para descrição da anatomia da madeira dos anéis de crescimento, ter-se-á como base os padrões de anéis descritos por Coster (1927, 1928) e adaptados por Worbes (1985, 1989).

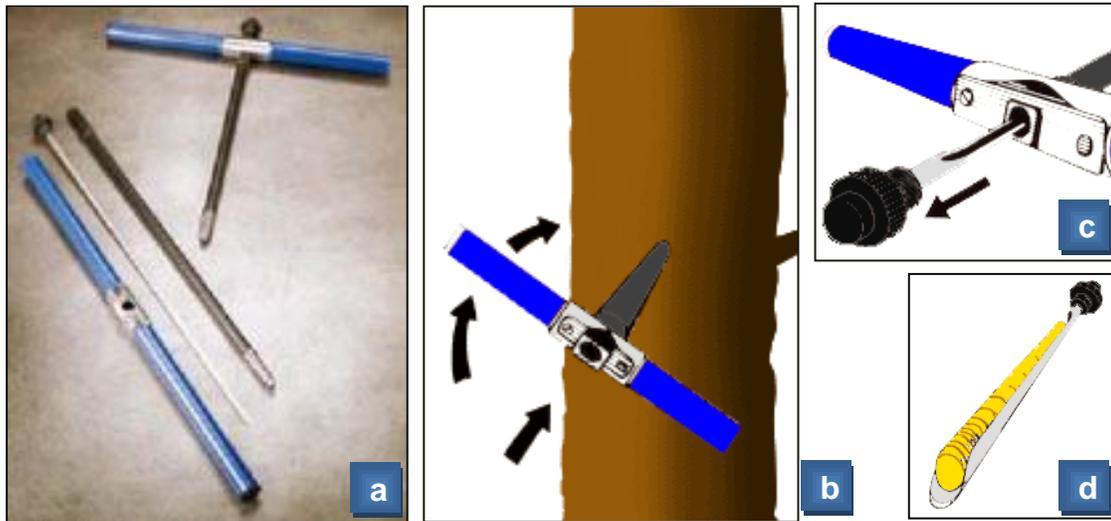


Figura 6: Modelo de broca dendrocronológica para coleta de amostras de madeira. a) constituintes da broca dendrocronológica; b) posição correta da ferramenta do tronco da árvore e sentido de rotação da broca na madeira; c) retirada da lingüeta após perfuração do tronco; d) lingüeta contendo do cilindro de madeira após a extração da amostra no tronco. (Increment Core Sampling Techniques for High Quality Cores”, Publicação especial No.SP-30, 1988).

4.4. Obtenção de dados meteorológicos e hidrológicos

Dados de precipitação e temperatura mensal serão obtidos de estações meteorológicas através do site do INMET, localizadas em regiões próximas às áreas de coleta (Tabela 1), e em regiões de áreas alagáveis os dados hidrológicos serão obtidos através do site da Agência Nacional das Águas – ANA. O nível de alagamento será estimado verificando-se a presença de uma marca visível no tronco representando a altura do último período de alagamento. Registros de ATSM para os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial Tropical serão obtidos de banco de dados da Divisão de Dinâmica Global e Clima, (http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/TNI_N34) (Trenberth & Stepaniak, 2001).

4.5. Análise dos dados

A determinação da idade será realizada pela contagem direta dos anéis anuais e as taxas de incremento radial serão geradas por medição da espessura dos anéis com o sistema de análise digital com precisão de 0,01 mm (LINTAB) juntamente com o software (TSAP-Win = Time Series Analyses and Presentation), específico para análises de seqüências temporais (Figura 7a). Curvas cumulativas do diâmetro médio para cada indivíduo serão elaboradas com base nestas medições do incremento radial anual. Uma função do crescimento arbóreo é ajustada para cada raio medido, obtendo-se curvas médias de crescimento para cada espécime (Figura 7b). A relação entre DAP e altura será descrita com um modelo de regressão não-linear para a espécie (Figura 7c) a partir do uso do software program X-Act (SciLab).

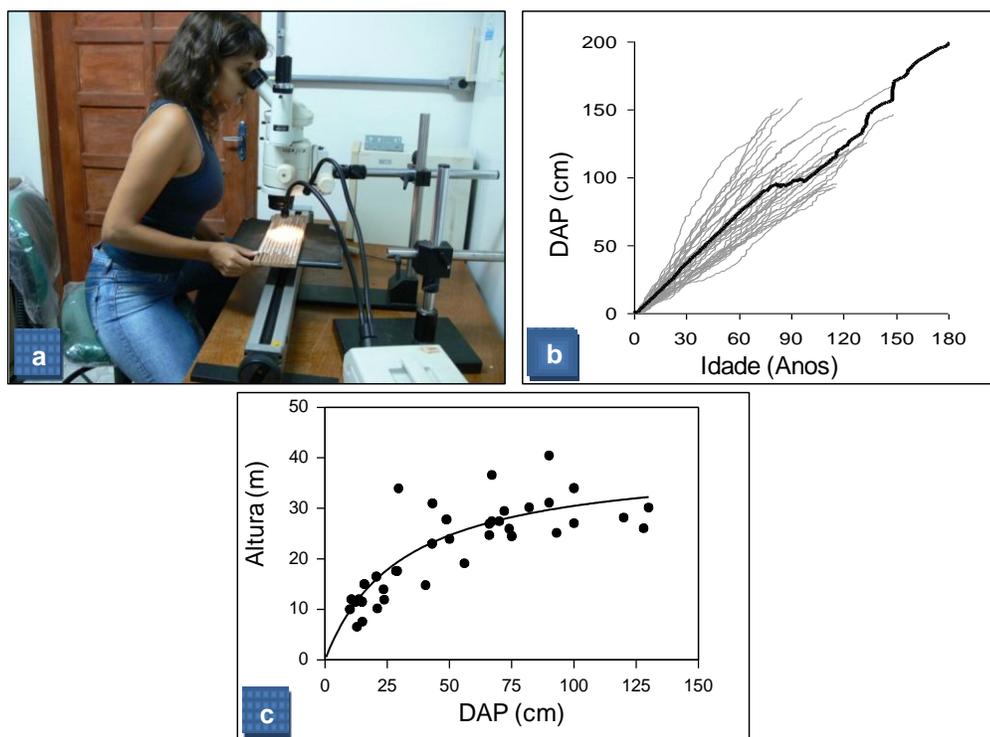


Figura 7: Determinação da idade das árvores e modelos de crescimento arbóreo. a) LINTAB - sistema de análise digital com precisão de 0,01 mm; b) exemplo de curvas cumulativas do diâmetro médio para cada indivíduo (em cinza) e curva média do crescimento da espécie (em preto) e c) modelo de relação entre DAP e altura que serão determinadas para cada sítio.

Para estudar a relação entre precipitação mensal, pulso anual de inundação (Junk *et al.*, 1989) e incremento anual na madeira, cronologias baseadas em anéis anuais de *C. brasiliense* serão construídas para cada sítio. As curvas de incremento anual das espécies serão visualizadas por meio da sobreposição de séries anuais para estabelecer relação entre as datações (*cross-dating* ou *cross-datação*) (Pilcher, 1990; Worbes, 1989; Schöngart *et al.*, 2004, 2005) e feita análise estatística das curvas de crescimento para construir uma série da largura dos anéis em posição sincrônica (cronologia média) (Pilcher 1990; Worbes 1995), que minimiza boa parte dos efeitos não climáticos, os quais diferem entre indivíduos e entre sítios (Fritts, 1976), sendo que a *crossdatação* indicará a influência de determinado fator externo no crescimento arbóreo de indivíduos em cada sítio (Eckstein *et al.*, 1981).

As relações entre o clima e índice da largura dos anéis serão modeladas, sendo que o grau e caráter das relações serão obtidos a partir do cálculo de correlações e porcentagem de concordância (Fritts, 1976). A partir da construção das cronologias serão feitas correlações simples entre estas, entre precipitação média mensal e nível de inundação. As séries temporais deverão apresentar sobreposição mínima de 40 anos (Pilcher, 1990), sendo que o teste de duas amostras (valor T) é útil para avaliar o grau de relação das séries temporais (Baillie & Pilcher 1973, Schöngart *et al.* 2004, 2005). É dado por:

$$T = r[\sqrt{(n-2)} / \sqrt{(1-r)}] \quad (1)$$

onde, T é o valor de Student's, n é o número de valores e r é o coeficiente de correlação.

O resultado é dado pela porcentagem de concordância ano após ano entre as tendências de intervalo das duas cronologias, representadas pela sigla GLK (Gleichläufigkeitskoeffizient) (Schweingruber, 1996). GLK é utilizado para investigarmos o sucesso da *crossdatação* e expresso por:

$$GLK_{(x,y)} = \{1/(n-1) \sum_{i=1}^{n-1} [GLK_{ix} + GLK_{iy}]\} \quad (2)$$

onde, GLK é (Gleichläufigkeitskoeffizient); n é o número de valores e x e y representam as séries temporais.

A largura dos anéis pode variar com as flutuações do ambiente, mudanças na idade e posição dentro do caule, bem como variar com as condições de produtividade dos sítios (Fritts, 1976). Estas tendências do incremento em longo prazo, decorrente de mudanças sistemáticas da idade e mudanças na geometria das árvores, serão removidas das curvas individuais pela conversão da série temporal em índices, ou indexação, que representa a média corrente de cinco anos para os espécimes (Baillie & Pilcher, 1973). Assim, a maior variação da largura dos anéis encontrada nas partes jovens e de crescimento mais rápido pode ser comparada com a menor variação da largura encontrada em partes mais velhas e de crescimento lento no indivíduo.

Para tanto, será feita a estandardização dos dados, que representa o ajustamento da curva de cada série medida pela divisão de cada largura do anel pelo valor correspondente na curva. Destes índices estandardizados de cada indivíduo obtém-se uma média, que nos fornece uma cronologia média para cada sítio amostrado. Esta etapa é necessária para calcular regressões simples com parâmetros ambientais, como dados pluviométricos e/ou hidrológicos (Cook e Briffa, 1990). A conversão das curvas em índices (indexação), o cálculo da concordância entre as curvas (GIK) e valor T serão realizados com a análise das séries temporais utilizando o programa TSAP-Win, e as correlações realizadas no programa Statistica 6.0.

A identificação das variáveis climáticas que estão controlando o crescimento de *C. brasiliense* nos diferentes sítios amostrados será feita através da obtenção de função de resposta, que avalia como os processos fisiológicos (fotossíntese, respiração, transpiração, absorção das raízes e transporte) respondem aos fatores climáticos, através da análise do efeito relativo encontrado nas variações da largura dos anéis. É obtida por meio de coeficientes que estimam o crescimento por meio de variáveis climáticas. Os registros de crescimento serão então utilizados para reconstrução do clima.

Para correlacionar a função de resposta com o processos fisiológicos afetando o crescimento, dados meteorológicos serão agrupados de acordo com as estações do ano. A verificação do efeito resposta do crescimento arbóreo do ano corrente com o

crescimento no ano anterior (autocorrelações) será feita por meio de correlações entre as médias sazonais e as variações na largura dos anéis, ambos com um tempo de atraso de zero e um ano. As variáveis que indicarem correlação significativa com a largura dos anéis serão utilizadas para a construção de funções de resposta (Fritts, 1976).

Para avaliar a influência da precipitação nos diferentes meses no crescimento, serão feitas correlações entre crescimento arbóreo e médias de três meses de chuvas no período de julho do ano anterior até o ano corrente, devido ao efeito da estação chuvosa anterior no crescimento no ano seguinte (Fritts, 1976). Serão também correlacionadas com o crescimento, médias anuais e sazonais de precipitação e temperatura.

Com os dados obtidos das estações hidrológicas, pulso de inundação, precipitação e a cronologia média será possível a reconstrução dos regimes pluviométricos e hidrológicos nas áreas estudadas para períodos anteriores ao estabelecimento de estações de medições (cerca de 200 a 400 anos atrás). Com isso, será possível identificar sinais de variabilidade climática de grande escala, como as ATSM nos oceanos Pacífico Equatorial Tropical (eventos de *El Niño* e *La Niña*) e Atlântico Tropical no padrão de precipitação regional utilizando o teste T , para comparação entre anos de eventos como *El Niño* e outros anos.

Serão correlacionados valores estandardizados do crescimento, com médias de três meses de cada região dos campos de ATSM para identificar quais regiões dos oceanos avaliados modulam o crescimento das árvores e em quais estações do ano. Teste de correlações de crescimento arbóreo com Índices de Oscilação Sul (IOS) para diferenças entre anos de *El Niño* e outros anos serão também utilizados. Para tanto será feita avaliação de ciclos de ENSO no padrão de largura dos anéis por meio da análise espectral (Fichtler *et al.*, 2004; Schöngart *et al.*, 2004; Therrell *et al.*, 2006) utilizando-se cronologia de anéis indexada e o IOS.

Para avaliar as relações entre a variabilidade climática de larga escala e as variáveis locais e determinar suas influências no crescimento arbóreo será utilizada a análise de caminhos. Este método permite estimar o grau em que um efeito foi determinado por cada uma das diversas causas. É representado em forma de um

diagrama, cujas variáveis tratadas como dependentes são conectadas com aquelas consideradas como funções por meio de setas. A seta com ponta única assume relação causal e aponta do sentido da causa para o efeito. A seta com pontas duplas e curvada indica que as variáveis são correlacionadas, porém não assumem relações causais (Wright, 1934).

As variáveis independentes (X) são chamadas variáveis exógenas, enquanto que as variáveis dependentes (Y) são endógenas. O coeficiente de caminho indica o efeito direto de uma variável assumida como uma causa de outra variável que é assumida como um efeito e não apresenta poder causal, ou seja, as “causalidades” devem ser estabelecidas antes da análise, para que se possa determinar a importância de cada caminho causal (Wright, 1934).

A figura 8 apresenta um exemplo de análise de caminhos utilizada na avaliação dos efeitos diretos e indiretos das ATSM no Atlântico Tropical Norte e Pacífico Equatorial Central (região do *El Niño* 3.4) em árvores de *Mimosa acantholoba*, crescendo no México. Para integrar todas estas relações, todos os caminhos possíveis avaliados, desde a variabilidade em larga escala e variáveis climáticas locais, variabilidade em larga escala e o crescimento, até a ligação entre variáveis climáticas locais com o crescimento arbóreo. Deste modo, será possível determinar os efeitos diretos e indiretos destas variáveis no crescimento da espécie (Brienen *et al.*, 2009).

Para corrigir possíveis correlações entre variáveis climáticas também serão calculadas correlações parciais, o que nos permite estudar os efeitos de cada variável climática no crescimento das árvores, enquanto controlando os efeitos de outras variáveis climáticas. Os efeitos diretos serão dados através do coeficiente de caminhos ou coeficiente de regressões parciais estandardizados e representam as relações diretas entre a variável preditora (independente) e o crescimento. Efeitos indiretos serão calculados como o produto do coeficiente de caminhos correspondente e referem-se a correlação com o crescimento através de sua correlação com outros preditores que apresentam um efeito direto no crescimento. Efeitos totais serão dados pela soma dos efeitos diretos e indiretos.

Previsões de crescimento arbóreo de *C. brasiliense* para o período entre 2050 – 2090 serão feitas a partir de um modelo de regressão múltipla entre crescimento e a

variável climática precipitação no crescimento, durante as estações secas e chuvosas para o período entre 1950 – 1990. Serão utilizadas predições da precipitação para o final do século para estimar o crescimento durante este período. Dois conjuntos de modelos climáticos serão usados para calcular o grau de redução da precipitação para os cenários A1 e B1 de emissões obtidos de projeções do clima regional para a América do Sul no grupo de trabalho do IPCC1, que identificou mudanças na precipitação entre tais períodos, baseados em um conjunto de tantos modelos para a Bacia Amazônica e para a região Sul e Sudeste do Brasil.

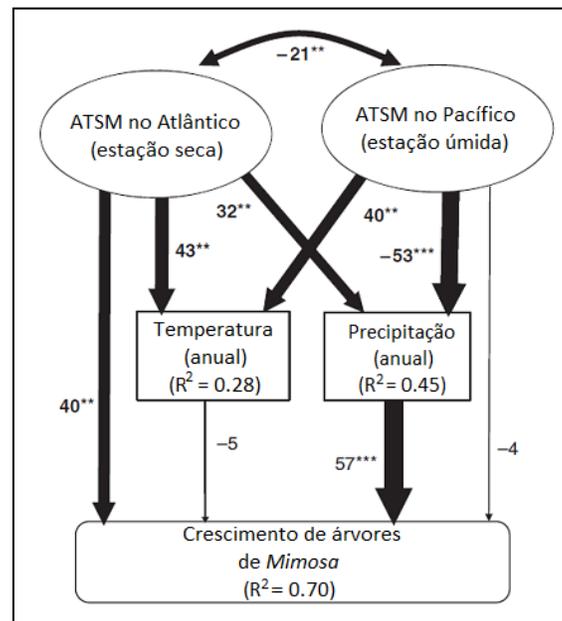


Figura 8: Diagrama de caminhos mostrando as influências diretas e indiretas das Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) no Atlântico Tropical Norte e Pacífico Equatorial Central (região do Niño3.4) em árvores de *Mimosa acantholoba* crescendo no México. A largura das setas é proporcional a extensão do coeficiente de caminhos. Os coeficientes de caminhos multiplicados por 100 estão incluídos. A seta de duas pontas representa uma correlação livre. *** $P < 0.001$, ** $P < 0.01$. A Temperatura e a precipitação são médias anuais do período de Novembro a Outubro. Adaptado de Brien *et al.*, 2009.

6. REFERÊNCIAS

- Ambrizzi, T.; Souza, E. B.; Pulwarty, R. S. 2004. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. *In: The Hadley circulation: Present, past and future*. Diaz, H. F. & Bradley, R. S. (Eds.). Kluwer Publishers. Chapter 7. 203 – 235.
- ANA (Agência Nacional das Águas). WWWeb. Sistema de Informações hidrológicas. <http://hidroweb.ana.gov.br/hidroweb/>.
- ANA (Agência Nacional das Águas). 2001. *Bacias Brasileiras do Rio da Prata: avaliações e propostas*. Brasília. 102pp.
- ANA (Agência Nacional das Águas). 2009. *Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica dos Rios Tocantins e Araguaia: relatório síntese*. Brasília. 256pp.
- Andreoli, R. V. & Kayano, M. T. 2007. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 22(1): 63 – 74.
- Ayres, J. M. 1993. *As matas de várzea do Mamirauá*. MCT/CNPq/Sociedade Civil Mamirauá. Brasília, Distrito Federal. 123pp.
- Baillie, M. G. L. & Pilcher, J. R. 1973. A simple cross dating program for tree-ring research. *Tree-Ring Bulletin*. 33: 7–14.
- Bergeron, Y.; Denneler, B.; Charron, D.; Girardin, Martin-Philippe. 2002. Using dendrochronology to reconstruct disturbance and forest dynamics around Lake Duparquet, northwestern Quebec. *Dendrochronologia*. 20:(1 – 2) 175 – 189.
- Borchert, R. 1999. Climatic periodicity, phenology, and cambium activity in Tropical Dry Forest. *Trees. IAWA Journal*. 20(3): 239 – 247.
- Bormann, F. H. & Berlyn, G. 1981. Age and growth rate of tropical trees: new directions for research. *Yale University: School of Forestry and Environmental Studies. Bulletin*. New Haven.
- Brienen, R. J. W. & Zuidema, P. A. 2006. Lifetime growth patterns and ages of Bolivian rain forest trees obtained by tree ring analysis. *Journal of Ecology*. 94: 481 – 493
- Brienen, R. J. W. & Zuidema, P. A. 2007. Incorporating persistent tree growth differences increases estimates of tropical timber yield. *The Ecological Society*

- of America. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 5(6): 302 – 306.
- Brienen, R. J. W.; Lebrija-Trejos, E.; Zuidema, P. A.; Nez-Ramos, M. M. 2009. Climate-growth analysis for a Mexican dry forest tree shows strong impact of sea surface temperatures and predicts future growth declines. *Global Change Biology*. 1 – 12.
- Burkley, M. B.; Barbetti, M.; Watanasak, M.; D'Arrigo, R.; Boonchirdchoo, S.; Saturanon, S. 1995. Dendrochronological investigation in Thailand. *IAWA Bulletin New series*. 16(4): 303 – 409.
- Cook, E. R. & Briffa, K. 1990. Data analysis. In: Cook, E. R. & Briffa, K. (eds.) *Methods of dendrochronology. Applications in the environmental science*. Kluwer, Dordrecht. 97 – 162.
- Dezseo, N.; Worbes, M.; Ishii, I.; Herrera, R. 2003. Growth rings analysis of four tropical tree species in seasonally flooded forest of the Mapire River, a tributary of the lower Orinoko River, Venezuela. *Plant Ecology*. 168: 165 – 175.
- Dunwiddie, P. W. & LaMarche, Jr. 1980. Dendrochronological characteristics of some native Australian trees. *Australian Forestry*. 43(2): 124 – 135.
- Eckstein, D., Ogden, J., Jacoby, G. C., Ash, J. 1981. Age and growth rate determination in tropical trees: The application of dendrochronological methods. In: Bormann, F. H, Berlyn, G. (eds.). *Age and growth rate of tropical trees: new directions for research*. Yale University, School of Forestry and Environmental Studies, Bulletin. 94: 83–106.
- Eiten, G. 1994. Vegetação dos cerrados. In: SEMATEC (Ed.) *Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas*. Brasília: Universidade de Brasília. 9 – 65.
- Enquist, B. J.; Leffler, A. J. 2001. Long-term tree ring chronologies from sympatric tropical dry-forest trees: individualistic responses to climatic variation. *Journal of Tropical Ecology*. 17: 41 – 60.
- Fernandez, O. V. Q.; Souza Filho, E. E. 1995. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no Rio Paraná, Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. 43: 161 – 171.
- Fichtler, E.; Trouet, V.; Beeckman, H.; Coppin, P.; Worbes, M. 2004. Climatic signals in tree rings of *Burkea africana* and *Pterocarpus angolensis* form semiarid forests in Namibia. *Trees*. 18: 442 – 451.

- Figueiroa, S. N. & C. A. Nobre. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanalise*. 5(6): 36 – 40.
- Fonseca-Júnior, S. F. 2007. Crescimento arbóreo de *Tabebuia barbata* (Bignoniaceae) e *Vatairea guianensis* (Fabaceae), em Florestas alagáveis de igapó e várzea, na Amazônia Central, por meio de métodos dendrocronológicos. MSc. Thesis INPA/UFAM, Manaus, Brazil.
- Fritts, H. C. Tree rings and climate. 1976. *In: London - Academic Press*. 567p.
- Furch, K. 1997. Chemistry of várzea and igapó soils and nutrient inventory of their floodplain forests. *In: Junk, W.J. (ed.). The Central Amazon Floodplains. Ecology of a Pulsing System*. Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 47 – 67.
- Garcia, A. M.; Vieira, J. P.; Winemiller, K. O. & Grimm, A. M. 2004. Comparison of the 1982 – 1983 and 1997 – 1998 *El Niño* effects on the shallow-water fish assemblage of the Patos Lagoon estuary (Brazil). *Estuaries*. 27(6): 905 – 914.
- Gebrekirostos, A.; Mitlöhner, R.; Teketay, D.; Worbes, M. Climate–growth relationships of the dominant tree species from semi-arid savanna woodland in Ethiopia. *Trees. Structure and Function*. 22(5): 631– 641.
- Gopal, B. & Junk, W. J. 2000. Biodiversity in wetlands: an introduction. *In: Gopal, B; Junk, W. J.; Davis, J. A. (eds.). Biodiversity in wetlands: assessment, function and conservation*. Leiden, Backhuys Publishers. 1: 1 – 10.
- Gourlay, I.D. 1995. The definition of seasonal growth zones in some African Acacia species – A review. *IAWA Journal*. 16: 353 – 359.
- Grimm, A. M.; Barros, V. R.; Doyle, M. E. 2000. Climate Variability in Southern South America Associated with *El Niño* and *La Niña* Events. *American Meteorological Society*. 13: 35 – 58.
- Hastenrath, S.; Heller, L. 1997. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 103: 77 – 92.
- Irion, G.; Junk, W. J.; Mello, J. A. S. N. 1997. The large Central Amazonian river floodplain near Manaus: geological, climatological, hydrological and geomorphological aspects. *In: the Central Amazonian Floodplains. Ecology of a Pulsing System*. Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 23 – 46.
- Jacoby, G. C. & D'Arrigo, R. D. 1990. Teak (*Tectona grandis* L. F.), a new species of large scale dendroclimatic potential. *Dendrochronologia*. 8: 83 – 98.

- Junk W. J. 1993. Wetlands of Tropical South America. *In: Whigham D., Hejny, S.; Dykyjova, D. (eds.). Wetlands of the World.* Dr. Junk, W. J. Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster. 679 – 739.
- Junk, W. J. 1997. General aspects of floodplain ecology with special reference to Amazonian Floodplains. *In: The central Amazon Floodplain. Ecology of a Pulsing system.* Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 3 – 20.
- Junk, W. J. 2000. The Central Amazon river floodplain: concepts for the sustainable use of its resources. *In: Junk, W. J.; Ohly, J. J.; Piedade, M. T. F.; Soares, M. G. M. (eds.). The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for Sustainable Management .* Backhuys Publisher, Leiden. 75 – 94.
- Junk, W. J. & Piedade M. T. F. 2004. Status of knowledge, ongoing research, and research needs in Amazonian wetlands. *Wetlands Ecology and Management.* 12: 597 – 609.
- Junk, W. J.; Bayley, P. B.; Sparks, R. E. 1989. The flood pulse concept in floodplain systems. *In: Dodge, D. P. (eds.). Proceedings of the International Large River Symposium.* Cen. Spec. Publ. Fish. Aquatic. Sci. 106: 110 – 127.
- Junk, W. J.; Cunha, C. N.; Wantzen, K. M.; Petermann, P.; Strüssmann, C.; Marques, M. I.; Adis, J. 2006. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. *Aquatic Science.* 68: 278 – 309.
- Junk, W. J.; Piedade M. T. F.; Schöngart, J.; Cohn-Haft, M.; Adeney, J. M.; Wittmann, F. A classification of major Amazonian wetlands. (Em preparação).
- Kayano, M. T.; Rao, V. B.; Moura, A. D. 1988. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. *Journal of the Atmospheric Science.* 8: 477 – 488.
- King, R. T. 2003. Succession and micro-elevation effects on seedling establishment of *Calophyllum brasiliense* Cambess. (Clusiaceae) in an Amazonian River meander Forest. *Biotropica.* 35 (4): 462 – 471.
- Kousky, V. E.; Kagano, M. T.; Cavalcanti, I. F. 1984. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus.* 364: 490 – 504.
- Kubitzki, K. & Ziburski, A. 1994. Seed dispersal in flood plain forests of Amazonia. *Biotropica.* 26(1): 30 – 43.

- Lieberman, D.; Lieberman, M.; Hartshorn, G.; Peralta, R. 1895. Growth rates and age-size relationships of Tropical Wet Forest trees in Costa Rica. *Journal of Tropical Ecology*. 1(2): 97 – 109.
- Liebmann, B & Marengo, J. A. 2001. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*. 14: 4308 – 4318.
- Loureiro, A. A. & Silva, M. F. da. 1968. Catálogo das madeiras da Amazônia. *Belém, SUDAM*. (1 – 2). 433pp.
- Lyon, B. 2004. The strength of *El Niño* and the spatial extent of tropical drought. *Geophysical Research Letters*. 31: 1 – 4.
- Malhi, Y. & Wright, J. 2004. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *Philosophical transactions of the Royal Society. London. B*. 359: 311 – 329.
- Marengo, J. A. 1992: Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*. 12: 853 – 863.
- Marengo, J. A. 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 78: 79 – 96.
- Marengo, J. A. 2005: Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. *Climate Dynamics*. 24:11 – 22.
- Marengo, J. A. 2006. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. José A. Marengo (ed.). *Brasília: MMA*. 212 pp.
- Marengo, J. A. & Nobre, C. A. 2001. General characteristics and variability of climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system. *In: The Biogeochemistry of the Amazon Basin McClain, M.E.; Victoria, R.L.; Richey, J. E.* Oxford University Press, Oxford. 17 – 41.
- Mariaux, A. 1967. Les cernes dans les bois tropicaux africains, nature et périodicité. *Bois et Forêts des Tropiques*. 113: 3 – 14.
- Marques, M. C. M. & Joly, C. A. 2000. Seed germination and growth of *Calophyllum brasiliense* (Clusiaceae), a typical species of flooded forests. *Acta Botanica Brasílica*. 14(1): 113 – 120.
- Menezes, M.; Berger, U.; Worbes, M. 2003. Annual growth rings and long-term

- growth patterns of mangrove trees from the Bragança peninsula, North Brazil Wetlands. *Ecology and Management*. 11: 233 – 242.
- Mitsch, W. J. & Gosselink, J. G. 2000. *Wetlands* (3rd ed.). John Wiley & Sons. New York: New York. 909pp.
- Moura, A. D.; Shukla, J. 1981. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Science*. 38(12): 2653 – 2675.
- Nobre, P.; Shukla, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*. 9(19): 2464 – 2479.
- Ohashi, S.; Okada, N.; Nobuchi, T.; Siripatanadilok, S.; Veenin, T. 2009. Detecting invisible growth rings of trees in seasonally dry forests in Thailand: isotopic and wood anatomical approaches. *Trees*. 23: 813 – 822.
- Ohly, J. J. 2000. Development of central Amazonia in the modern era. In: Junk, W. J.; Ohly, J. J.; Piedade, M. T. F.; Soares, M. G. M. (eds.). *The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for Sustainable Management*. Backhuys Publisher, Leiden. 75 – 94.
- Paes, E. T. & Moraes, L. E. 2007. A new hypothesis on the influence of the *El Niño/La Niña* upon the biological productivity, ecology and fisheries of the Southern Brazilian Bight. *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*. 2(2): 94 – 102.
- Parolin, P.; De Simone, O.; Haase, K.; Waldhoff, D.; Rottenberger, S.; Kuhn, U.; Kesselmeier, J.; Kleiss, B.; Schmidt, W.; Piedade, M. T. F.; Junk, W. J. 2004. Central Amazonian floodplain forests: tree adaptations in a pulsing system. *The Botanical Review*. 70(3): 357 – 380.
- Philander, S. G. H., 1985. *El Niño* and *La Niña*. *Journal of the Atmospheric Science*. 42: 2652 – 2662.
- Piedade, M. T. F.; Junk, W. J.; Parolin, P. 2000. The flood pulse and photosynthetic response of tree in a white water floodplain (várzea) of Central Amazon, Brazil. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie*. 27: 1734 – 1739.
- Pilcher, J. R. 1990. Sample preparation cross-dating, and measurement. In: Cook, E. R. Kairiukstis, L. A. (eds.). *Methods of dendrochronology, applications in the environmental sciences*. Kluwer, Dordrecht Boston London. 40 – 51.

- Prance, G. T. 1980. A terminologia dos tipos de Florestas Amazônicas sujeitos à inundação. *Acta Amazonica*. 10: 495 – 504.
- Prance, G. T. 1989. American Tropical Forests. In: Lieth, H.; Weger, M. J. A. (eds.). *Tropical Rain Forest Ecosystems. Ecosystems of the World*. Elsevier, Amsterdam. 14: 99 – 132.
- Pretto, J. B.; Cechinel-Filho, V.; Noldin, V. F.; Sartori, M. R.; Isaias, D. E.; Cruz, A. B. 2004. Antimicrobial activity of fractions and compounds from *Calophyllum brasiliense* (Clusiaceae/Guttiferae). *Z. Naturforsch.* 59 (9 – 10): 657 – 662.
- Raven, P. H.; Evert, R. F.; Eichhorn, S. E. 2007. *Biologia Vegetal*. Guanabara Koogan. 928pp.
- Saatchi, A.; Buermann, W.; ter Steege, H.; Mori, S.; Smithe, T. B. 2008. Modeling distribution of Amazonian tree species and diversity using remote sensing measurements. *Remote Sensing of Environment*. 112(5): 2000 – 2017.
- Sass, U.; Killmann, W.; Eckstein, D. 1995. Wood formation in two species of dipterocarpaceae in Peninsular Malaysia. *IAWA Journal*. 16: 371 – 384.
- Schöngart, J. 2008. Growth-Orientated Logging (GOL): A new concept towards sustainable forest management in Central Amazonian várzea floodplains. *Forest Ecology and Management*. 256: 46 – 58.
- Schöngart, J.; Piedade, M. T. F.; Ludwigshausen, S.; Horna, V.; Worbes, M. 2002. Phenology and stem-growth periodicity of tree species in Amazonian floodplain forests. *Journal of Tropical Ecology*. 18: 581 – 597.
- Schöngart, J.; Junk, W. J.; Piedade, M. T. F.; Ayres, J. M.; Hüttermann, A.; Worbes, M. 2004. Teleconnection between tree growth in the Amazonian floodplains and the *El Niño*-Southern Oscillation effect. *Global Change Biology*. 10: 683 – 692.
- Schöngart, J.; Piedade, M. T. F.; Wittmann, F.; Junk, W. J.; Worbes, M. 2005. Wood growth patterns of *Maclobium acaciifolium* (Benth.) (Fabaceae) in Amazonian black-water and white-water Floodplain Forests. *Oecologia*. 145: 454 – 461.
- Schöngart, J.; Orthmann, B.; Hennenberg, K. J.; Porembski, S.; Worbes, M. 2006. Climate – growth relationships of tropical tree species in West Africa and their potential for climate reconstruction. *Global Change Biology*. 12: 1139 – 1150.
- Schöngart, J. & Junk, W. J. 2007. Forecasting the flood-pulse in Central Amazonia by ENSO-indices. *Journal of Hydrology*. 335: 124 – 132.
- Schöngart, J.; Wittmann, F.; Worbes, M. 2008. Biomass and net primary production of central Amazonian floodplain forests. In Junk, W. J.; Piedade, M. T. F.; Parolin,

P.; Wittmann, F.; Schöngart, J. (eds.). *Central Amazonian Floodplain forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable management*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. (no prelo).

Schweingruber, F. H. 1988. *Tree rings*. Reidel. Dordrecht. 276 pp.

Silva, K. E. 2005. Jacareúba – *Calophyllum brasiliense* Cambess. *Informativo Técnico Rede de Sementes da Amazônia*: 11. Rede de Sementes da Amazônia, Manaus.

Silva, J. S. V. & Abdon, M. M. 1998. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. 33: 1703 – 1711.

Silva, M. P. da; Mauro, R.; Mourão, G.; Coutinho, M. 2000. Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo *Revista brasileira de Botânica*. São Paulo. 23(2): 143 – 152.

Sioli, H. 1991. *Amazônia: Fundamentos da ecologia da maior região de florestas tropicais*. Editora Vozes. Petrópolis, Rio de Janeiro. 3.ed. 71pp.

Sombroek, W.G. 1979. Soils of the Amazon region and their ecological stability. *ISM Annual Report*. 13 – 27.

Souza Filho, E. E.; Stevaux, J. C. 1997. Geologia e geomorfologia do complexo Rio Baía, Curutuba, Ivinheima. *In: Vazzoler, A. E. A. M.; Agostinho, A. A.; Hahn, N. S. (eds.). A planície de inundação do Alto Rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e sócio-econômicos*. Maringá, EDUEM. 3 – 46.

Spiecker, H. 2002. Tree rings and forest management in Europe. *Dendrochronologia*. 20(1-2): 191 – 202.

Stahle, D. W. & Cleaveland, M. K. 1992. Reconstruction and Analysis of spring rainfall over the southeastern U.S. for the Past 1000 years. *Bulletin American Meteorological Society*. 73:(12) 1947 – 1961.

Stahle, D. W.; Mushove, P. T.; Cleaveland, M. K.; Roig, F.; Haynes, G. A. 1999. Management implications of annual growth rings in *Pterocarpus angolensis* from Zimbabwe. *Forest Ecology and Management*. 124: 217 – 229.

Steinke, V. A. & Saito, C. H. 2010. Avaliação geoambiental do território brasileiro nas bacias hidrográficas transfronteiriças. *Revista Brasileira de Gestão e Desenvolvimento Regional*. Taubaté, SP, Brasil. 6:(1) 189 – 222.

Taiz, L. & Zeiger, E. 2004. *Fisiologia vegetal*. 3.ed. Porto Alegre. Artmed. 719pp.

- Therrell, M. D.; Stahle, D. W.; Ries, L. P.; Shugart, H. H. 2006. Tree-ring reconstructed rainfall variability in Zimbabwe. *Climate Dynamics*. 26: 677 – 685.
- Trenard, Y. 1982. Making wood speak: an introduction to dendrochronology. *Commonwealth Forestry Bureau. AATA*. 43(12): 729 – 759.
- Trenberth, K. E. & Stepaniak, D. P. 2001. Indices of *El Niño* evolution. *Journal of Climate*. 14: 1697–1701.
- Verheyden, A.; Kairo, J. G.; Beeckman, H.; Koedam, N. 2004. Growth Rings, Growth Ring Formation and Age Determination in the Mangrove *Rhizophora mucronata*. *Annals of Botany*. 94: 59 – 66.
- Vetter, R. E.; Botosso, P. C. 1989. El Niño may affect growth behavior of Amazonian trees. *GeoJournal*. 19: (4) 419 – 421.
- Villalba, R.; Cook, E. R.; D' Arrigo, R. D.; Jacoby, G. C.; Jones, P. D.; Salinger, M. J.; Palmer, J. 1997. Sea-level pressure variability around Antarctica since A.D. 1750 inferred from subantarctic tree-ring records. *Climate Dynamics*. 13: 375 – 390.
- Wang, C., S.-P. Xie, and J. A. Carton. 2004. A global survey of ocean-atmosphere interaction and climate variability. In *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monography. Ser. Wang, C.; et al. (eds.)*. AGU, Washington, D. C. 147: 1 – 19.
- Whitmore, T. C. 1990. *An introduction to tropical rain forests*. Oxford University Press, New York.
- Wimmer, R. 2002. Wood anatomical features in tree-rings as indicators of environmental change. *Dendrochronologia*. 20(1 – 2): 21 – 36.
- Wittmann, F. & Parolin, P. 1999. Phenology of six tree species from Central Amazonian várzea. *Ecotropica*. 5: 51 – 57.
- Wittmann, F.; Anhuf, D.; Junk, W. J. 2002. Tree species distribution and community structure of central Amazonian várzea forests by remote-sensing techniques. *Journal of Tropical Ecology*. 18: 805 – 820.
- Wittmann, F.; Schöngart, J.; Brito, J. M.; Oliveira Wittmann, A.; Piedade, M. T. F.; Parolin, P.; Junk, W. J.; Guillaumet, J. L. 2010. *Manual of trees from Central Amazonian várzea floodplains: Taxonomy, ecology and use*. Ed. Valer.

- Wright, S. 1934. The method of path coefficients. *The Annals of Mathematical Statistics*. 5(3): 161 – 215.
- Worbes, M. 1985. Structural and other adaptations to long-term flooding by in Central Amazonia. *Amazoniana*. 9: 459 – 484.
- Worbes, M. 1989. Growth rings, increment and age of trees in inundation forest, savannas and mountain forest in the neotropics. *IAWA Bulletin*. 10(2): 109 – 122.
- Worbes, M. 1995. How to measure growth dynamics in tropical trees: a review. *IAWA Journal*. 16: 337-351.
- Worbes, M. 2002. One hundred years of tree-ring research in the tropics – a brief history and an outlook to future challenges. *Dendrochronologia*. 20(1 – 2): 217 – 231.
- Worbes, M. & Junk, W. J. 1999. :How old are the trees? The persistence of a myth. *IAWA Journal*. 20(3): 255 – 260.
- Yoon, J. H. & Zeng, N. 2009. An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate dynamics*. 34 (2 – 3): 249 – 264.

7. FONTES FINANCIADORAS

Pronex (Cnpq/FAPEAM)

INAU

INPA/Max-Planck